

Geologia e Petrografia della regione del Pizzo di Claro

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II
der
Universität Zürich

von

Antonio Guido Codoni

von Cabbio/TI

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. A. Gansser
und Herrn Prof. Dr. V. Trommsdorff

1982

Zürich 1981

Druck: A. Wohlgemuth, Zollikon

Geologia e Petrografia

della regione del Parco di Claro



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507225_0065

Geologia e Petrografia della regione del Pizzo di Claro

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II
der
Universität Zürich

von
Antonio Guido Codoni
von Cabbio/TI

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. A. Gansser
und Herrn Prof. Dr. V. Trommsdorff

Zürich 1981
Druck: A. Wohlgemuth, Zollikon

USIV.

LEIDEN

1882



INDICE

Riassunto

Premessa

1.	Introduzione	1
1.1.	<u>Posizione geografica</u>	1
1.2.	<u>Situazione geologica e del rilievo geologico cartografico</u> ...	2
1.2.1.	Cronistoria degli studi geologici precedenti.....	2
1.2.2.	Localizzazione della zona di studio nel quadro geologico generale	4
1.3.	<u>Obiettivi di ricerca</u>	6
2.	<u>STUDIO PETROGRAFICO E DELLA METAMORFOSI DELLE ROCCE</u>	7
2.1.	<u>Introduzione</u>	7
2.1.1.	Annotazioni generali sulla metodologia di rappresen- tazione grafica delle osservazioni microscopiche	7
2.1.2.	La terminologia petrografica applicata nel testo	8
2.1.3.	La tipologia delle rocce	8
2.2.	<u>Le rocce a feldspato potassico</u>	9
2.2.1.	Introduzione	9
2.2.2.	Tipologia delle rocce e loro localizzazione	9
2.2.2.1.	Gli gneiss granitici	9
2.2.2.2.	Gli gneiss a porfiroblasti di feldspato potassico...	9
2.2.2.3.	Gneiss a due miche con feldspato potassico a grana costante.....	12
2.2.2.4.	Gneiss a feldspato potassico fortemente tettonizza- ti.....	12
2.2.3.	Analisi petrografica degli affioramenti di gneiss a feldspato potassico.....	17
2.2.3.1.	Gneiss granitici	17
2.2.3.2.	Gneiss con porfiroblasti di feldspato potassico.....	18
2.2.3.3.	Gneiss a feldspato potassico a grani indifferen- ziati.....	22
2.2.3.4.	Rocce intensamente tettonizzate.....	25
2.3.	<u>Le rocce a plagioclasio (metapeliti)</u>	31
2.3.1.	Localizzazione.....	31
2.3.2.	Tipologia delle rocce.....	31
2.3.3.	Descrizione petrografica delle metapeliti contenenti alumosilicati.....	36
2.3.3.1.	Introduzione	36
2.3.3.2.	Descrizione delle singole fasi mineralogiche contenute nei micascisti alumosilicatici.....	36
2.3.4.	Descrizione petrografica delle lenti incluse nelle metapeliti.....	48
2.3.4.1.	Introduzione e tipologia.....	48
2.3.4.2.	Descrizione delle lenti contenenti alumosilicati...	52
2.3.4.2.1.	Introduzione.....	52
2.3.4.2.2.	Descrizione macro- e microscopica di alcune lenti.....	52
2.3.5.	Lenti associate e micascisti intercalati nella serie carbonatica di Castione	59
2.3.5.1.	Considerazioni di ordine generale.....	59
2.3.5.2.	Descrizione di campioni significativi.....	60
2.3.6.	Considerazioni sulla petrogenesi del sotto- sistema $\text{SiO}_2\text{Al}_2\text{O}_3$	63

2.3.7.	Sintesi interpretativa dei processi di metamorfosi confrontando l'osservazione petrografica con considerazioni petrologiche.....	64
2.3.7.1.	Introduzione.....	64
2.3.7.2.	Rapporto temporale di crescita dei minerali.....	64
2.4.	<u>Le rocce carbonatiche</u>	71
2.4.1.	Introduzione.....	71
2.4.2.	Descrizione generale delle diverse unità litologiche affioranti.....	71
2.4.2.1.	La zona di Castione.....	71
2.4.2.2.	La zona di Al Galletto-Monticello-S.Vittore-Giova.....	71
2.4.2.3.	L'orizzonte carbonatico del Pizzo di Claro-Torrone Rosso e Cima di Rossiglione.....	73
2.4.2.4.	L'orizzonte carbonatico di Cant.....	73
2.4.2.5.	La lente calcesilicatica di Claro.....	73
2.4.3.	Analisi petrografica delle zone carbonatiche.....	78
2.4.3.1.	Introduzione.....	78
2.4.3.2.	La zona di Castione.....	79
2.4.3.2.1.	Introduzione.....	79
2.4.3.2.2.	Situazione geologica dei rapporti di giacitura.....	80
2.4.3.2.3.	Descrizione petrografica.....	81
2.4.3.2.3.1.	"Castione nero".....	81
2.4.3.2.3.2.	Marmi calcesilicati.....	82
2.4.3.2.3.3.	I marmi.....	83
2.4.3.2.3.4.	Carbonati tettonizzati.....	83
2.4.3.3.	La zona di Al Galletto-S.Vittore-Giova.....	84
2.4.3.3.1.	Introduzione.....	84
2.4.3.3.2.	Localizzazione degli affioramenti.....	84
2.4.3.3.3.	Il profilo presso Al Galletto.....	85
2.4.3.3.3.1.	Introduzione.....	85
2.4.3.3.3.2.	Descrizione petrografica delle rocce del profilo.....	85
2.4.3.3.3.3.	Osservazioni particolari delle microstrutture.....	86
2.4.3.3.4.	Il profilo di S.Vittore-Giova.....	87
2.4.3.3.4.1.	Introduzione.....	87
2.4.3.3.4.2.	Descrizione petrografica del profilo tra S.Vittore e Lottano.....	87
2.4.3.3.4.3.	Descrizione petrografica della terminazione dei marmi nella zona di Giova.....	92
2.4.3.4.	Considerazioni di confronto tra la zona di Castione e Al Galletto-S.Vittore-Giova.....	93
2.4.3.5.	La zona del Pizzo di Claro-Torrone Rosso-Cima di Rossiglione.....	96
2.4.3.5.1.	Introduzione.....	96
2.4.3.5.2.	Il profilo del Pizzo di Claro.....	97
2.4.3.5.2.1.	Situazione.....	97
2.4.3.5.2.2.	Osservazioni microscopiche.....	98
2.4.3.5.3.	Il profilo a nord del Pizzo di Claro.....	98
2.4.3.5.4.	Il profilo del Torrone Rosso.....	99
2.4.3.5.5.	I marmi della conca di Stabvedro.....	99
2.4.3.5.6.	Il profilo della cima di Rossiglione.....	101
2.4.3.6.	La zona di Cant.....	102

2.4.3.6.1.	Introduzione.....	102
2.4.3.6.2.	Il profilo di Cant.....	102
2.4.3.6.3.	Osservazioni microscopiche.....	104
2.4.3.6.4.	Conclusioni.....	106
2.4.3.7.	La lente calcesilicata della Valle dei Molini (Claro).....	107
2.4.3.7.1.	Osservazioni macroscopiche.....	107
2.4.3.7.2.	Osservazioni microscopiche.....	109
2.4.3.8.	Noduli, lenti e intercalazioni locali calce- silicatiche inclusi nelle rocce d'altro tipo.....	109
2.4.3.8.1.	Introduzione.....	109
2.4.3.8.2.	Calcefiri associati alle anfiboliti e alle metaperidotiti.....	110
2.4.3.8.3.	Associazioni calcesilicatiche incluse negli gneiss.....	110
2.4.4.	Discussione della metamorfosi.....	112
2.4.5.	Confronto litologico delle zone.....	116
2.5.	<u>Le pietre verdi</u>	
2.5.1.	Introduzione, localizzazione e tipologia.....	118
2.5.2.	Descrizione petrografica delle anfiboliti.....	118
2.5.2.1.	Introduzione.....	118
2.5.2.2.	Localizzazione e descrizione.....	118
2.5.2.3.	Conclusioni.....	123
2.5.3.	Descrizione petrografica delle rocce ultrabasiche.....	124
2.5.3.1.	Localizzazione degli affioramenti.....	124
2.5.3.2.	Osservazioni mesoscopiche.....	125
2.5.3.3.	Osservazioni microscopiche.....	126
3.	<u>ANALISI STRUTTURALE E TETTONICA</u>	132
3.1.	<u>Introduzione</u>	132
3.2.	<u>Obiettivi</u>	132
3.3.	<u>Terminologia</u>	132
3.4.	<u>Metodo di misurazione</u>	132
3.5.	<u>Tipologia degli elementi strutturali misurati</u>	134
3.5.1.	Strutture lineari	134
3.5.1.1.	Strutture lineari di allineamento di fasi mineralogiche	134
3.5.1.2.	Elementi lineari legati a strutture di pieghe.....	136
3.5.1.3.	Confronto tra le strutture lineari.....	136
3.5.2.	Strutture planari.....	136
3.5.3.	Lo stile di piegamento	137
3.6.	<u>Rappresentazione degli elementi strutturali</u>	154
3.6.1.	La carta strutturale.....	154
3.6.2.	Diagrammi strutturali.....	155
3.7.	<u>Confronto regionale delle rappresentazioni grafiche</u>	156
3.7.1.	Introduzione: i diagrammi dei dati strutturali.....	156
3.7.2.	Commento riassuntivo dei diagrammi delle strutture.....	164
3.8.	<u>Conclusioni sulla tettonica</u>	169
	<u>Bibliografia</u>	171
	<u>Allegati</u>	180

ELENCO DELLE FIGURE

<u>Fig. no:</u>		<u>Pg.no:</u>
1 a	Carta geografica della regione, scala 1:200'000	1
1 b	Carta tettonica regionale	4
1 c	Carta geologica schematica	5
2	Localizzazione dei campioni di rocce a feldspato potassico	13
3	Tabella delle paragenesi delle rocce a feldspato potass.	14
4	Localizzazione delle rocce con porfiroblasti di feldspato potassico	19
5	Fotografia della zona sudorientale del terreno	20
6	Localizzazione delle rocce a feldspato potassico a grana indifferenziata contenenti granato	23
7	Microfotografia di roccia a feldspato potassico tettonizzata (campione no. 812, n.133 in figure 2 e 3)	25
8	Microfotografie di gneiss occhiadini	
a	solo analizzatore	26
b	nicols incrociati	26
c	foto di porfiroblasto occhiadino	27
9	Microfotografie di gneiss a grana indifferenziata (tipo 2.2.3.3.)	
a	con tanto feldspato distribuito a bande	28
b	con poco feldspato	28
10	Localizzazione delle metapeliti	30
11	Localizzazione dei campioni delle metapeliti contenenti alumosilicati	33
12	Tabella delle paragenesi delle metapeliti con alumosilicati	34
13	Staurolite corrosa del campione 450a	39
14	Staurolite relittica inclusa in un granato (camp. 464)	39
15	Microfotografie di distene metastabile (camp. 701)	40
16	Esempio di distene metastabile (camp. 402)	43
17	Schizzi schematici della crescita della fibrolite (camp. 464)	45
18	Schizzi della disposizione dei noduli di fibrolite	46
20	Tabella delle paragenesi delle lenti quarzifere contenenti alumosilicati	49
21	Carta della distribuzione delle principali lenti contenenti alumosilicati	50
22	Tipologia delle lenti quarzifere osservate.	51
23	Schizzo della lente, camp. 716	53
24	Schizzo della lente campione LA ₂	
a	microfotografia di dettaglio	56
b	schizzo più generale della microfotografia	56
25	Schizzo della lente, camp. 351	
a	disegno della lente	57
b	schizzo schematico della lente	58
26	La lente campione 499 della zona di Castione, illustrante la coesistenza metastabile delle 3 modificazioni di Al ₂ SiO ₅	61
a	Situazione generale	62
b	Schizzo di sezione sottile	62
c	Microfotografia di dettaglio	62

27	Diagramma di fase (Greenwood 1976)	64
28	Schema riassuntivo della formazione delle metapeliti	65
29	Posizione della isograda della fibrolite	67
a	nella regione	
b	nel Lepontino (da Thompson 1976)	
30 a e		
b	Microfotografie di fibrolite	68
31 a,		
b,		
c,		
d	Foto delle lenti contenenti aluminosilicati	69
32	Localizzazione delle rocce carbonatiche	72
33	Tabella delle paragenesi delle rocce carbonatiche	74
34	Localizzazione dei campioni delle rocce carbonatiche	77
35 a	Profilo attraverso la zona di S. Vittore-Lottano	89
b	Schizzo di dettaglio del contatto tra i marmi e le rocce mafiche e ultramafiche	
36	Fotografia dell'anfibolite budinata.	90
37	Microfotografia del campione 130	91
38	Profilo schematico del confine orientale dei marmi di Giova.	92
39	Schizzo di microfotografia campione 130 (dettaglio di fig. 37)	94
40	Schizzo generale della zona carbonatica Pizzo di Claro-Cima di Rossiglione	95
41	Il profilo del Pizzo di Claro	97
a	Schizzo del Pizzo visto da sud-ovest	
b	Profilo	
42	Profilo attraverso i marmi poco a nord del Pizzo di Claro	98
43	Schizzo degli affioramenti del Torrone Rosso	99
44	Schizzo della Conca di Stabvedro	100
45 a	Schizzo della Cima di Rossiglione	101
b	Profilo di dettaglio	
46 a	Profilo di Cant	103
b	Profilo di dettaglio	
47	Schizzo di microfotografia camp. 478	104
48	Microprofilo del bordo di contatto inferiore, camp. 472 e 473	105
49	Schizzo della microlitologia nella sezione sottile camp. 473	106
50	Microprofilo, camp. 474	106
51	Schizzo dell'affioramento carbonatico della Valle dei Molini di Claro	107
52	Profilo schematico della posizione della lente calcesilicatica della Valle dei Molini	108
53	Fotografia della zona della lente (Valle dei Molini)	109
54	Schizzo della lente calcesilicatica degli gneiss delle cave di Arvigo	111
55	Carte della localizzazione delle principali fasi mineralogiche dei carbonati	113
56	Schizzo riassuntivo di confronto tra i principali profili carbonatici.	115

57	Localizzazione dei campioni delle anfiboliti associate alle metapeliti	119
58	Tabella delle paragenesi delle anfiboliti incluse nelle metapeliti	120
59	Localizzazione dei campioni delle anfiboliti associate alle rocce carbonatiche.	121
60	Tabella delle paragenesi delle anfiboliti associate alle rocce carbonatiche.	122
61	Modello raffigurante la posizione delle pietre verdi nei profili carbonatici.	123
62	Localizzazione dei campioni prelevati dai corpi ultramafici	127
63	Tabella delle paragenesi delle ultramafititi	128
64	Microfotografia del camp. no. 1 della fig. 58	129
65	Microfotografia del campione no. 16 della fig. 63	129
66	Schizzo schematico di una lente ultramafica sopra Simidi	130
67	Delimitazione della zona nella carta strutturale delle Alpi Ticinesi di Wenk 1955	133
68	Pieghe presso Cresciano: passaggio da deformazione plastica a deformazione rigida	138
a	situazione generale	138
b	dettaglio	
69	Schizzo di pieghe plurifasi della zona della stradetta per Cresciano sul Monte	139
70	Analisi della piega nella Conca di Stabvedro	139
a	Situazione	139
b	Fotografia di dettaglio di piega ripiegata	
c	Diagramma di Wulff delle strutture della fig. 70b e 70d	140
d	Interpretazione dei processi di deformazione delle pieghe della fig. 70b	141
71	Studio delle pieghe di Stabvedro	142
a	Situazione geologica	
b	raccordo ipotetico degli affioramenti	
c	ricostruzione dello stile di piegamento	
72	Schizzo di pieghettamento dei marmi dello spartiacque	143
73	Fotografia di piega isoclinale dei marmi del Pizzo di Claro	143
74	Foto di pieghe nei marmi del Torrone Rosso (dettaglio dello schizzo fig. 43)	144
75 a	Foto di pieghe plurifasi in anfibolite a bande (A.Gravo, Val Cresciano)	145
b	Schizzo della fotografia 75a	146
76	Dettaglio della fotografia fig. 36	147
77	Microfotografia di milonite calcarea proveniente da Al Galletto	148
78	Foto aerea della zona alta Val Cresciano, Bocchetta, Piove di Fuori	150
79	Foto aerea della zona del lago di Canee	151
80	Schizzo di pieghe dello gneiss occhiadino del Riale di Cresciano tra Ruscada e Corött	152

Fig. no.:Pg. no.:

81	Pieghe nella vecchia cava dei marmi di Castione/ Bergamo	153
82	Diagrammi di Schmidt dei dati strutturali suddivisi in settori di omogeneità	157
83	Tabella di confronto delle caratteristiche dei diagrammi della fig. 82	160
84 a	Diagrammi dei dati rappresentati da isolinee di eguale densità per area	162
b	Confronto regionale tra i diagrammi	163
85	Sintesi grafiche rappresentate nelle fig. 82 e 84	165
86	Schizzo di lineazione in una deformazione tardiva (budinaggio con formazione di alumosilicati)	165
87	Schema ipotetico della disposizione dei carbonati nella regione	167
88	Modello spazio-temporale di sintesi delle osservazioni petrografiche e strutturali	168

ELENCO DEGLI ALLEGATI

- I. Profili geologici:
 - A 1 : Longitudinale
 - B 1 : Trasversale nord
 - B 2 : Trasversale sud
- II. Profilo di dettaglio della zona di Al Galletto
- III. Carta geologica
- IV. Carta delle strutture.

RIASSUNTO

La zona di studio è situata nella parte sud-orientale degli gneiss Lepontini, caratterizzata da una metamorfosi che raggiunge nella formazione di fibroliti (una varietà aghiforme di sillimanite) la facies metamorfica anfibolitica intensa. Questo lavoro si ricollega a una serie di studi a carattere regionale. Gli obiettivi riflettono questa impostazione di base :

- effettuare un rilevamento dettagliato delle sequenze litologiche e delle strutture delle rocce attraverso tutte le unità.
- tramite l'analisi microscopica dei campioni raccolti discutere i parametri che regolarono la metamorfosi e definirono le paragenesi delle diverse tipologie di rocce affioranti.
- raccogliere evidenze petrografiche e strutturali atte alla discussione dell'aggancio tettonico tra le due zone di marmi affioranti a meridione e tra queste e un'altra che si estende lungo lo spartiacque centrale del terreno (tra il P. di Claro e la Bocchetta di Piove di Fuori).

Le sequenze litologiche mostrano gneiss granitici di probabile origine magmatica, metamorfizzati a temperature vicine alla loro fusione. Salendo i fianchi della montagna dominano micascisti e gneiss a plagioclasio. In queste rocce considerate delle metapeliti si inseriscono sottili sequenze di pietre verdi. Si tratta prevalentemente di anfiboliti e solo raramente di lenti ultrabasiche. Esse possono essere formate dalla metamorfosi di magmi basici ma anche da processi metasomatici. Sul tetto degli affioramenti e a meridione appaiono zone composte di rocce carbonatiche metamorfizzate.

Nelle metapeliti ho potuto osservare a livello microscopico ottime sequenze temporali di crescita dei minerali che compongono le paragenesi in rapporto tra loro e con i processi di deformazione alpini. Le paragenesi si produssero durante un cambiamento dei parametri di pressione e temperatura prolungato nel tempo. Ciò provocò una fase intensa di mineralizzazione e di deformazione. La crescita dei minerali ha superato nel tempo i processi di deformazione. Su vasta scala si osserva la sequenza delle seguenti reazioni del sistema $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$:

nelle metapeliti:

	I.	II.	III.
nelle metapeliti:	distene	→	fibrolite
nelle lenti quarzifere:	distene	→ andalusite	→ fibrolite

L'apice della deformazione è situato tra I e II poiché i cristalli di distene sono fortemente piegati e giacciono inclusi sotto forma di relitti fortemente riassorbiti in andalusite quasi non deformata (estinzione + uniforme e leggera formazione di "subgrains"). La fibrolite è l'ultima fase con tessitura discordante, come è riconoscibile nelle lenti anche macroscopicamente. Nelle rocce il passaggio dal distene alla fibrolite è graduale in direzione da

nord verso sud. Si postula per i parametri di metamorfosi condizioni vicine al "triple point" (circa 550-600°C 4,5 kilobar). Non si ritrovano linee univarianti in concomitanza con il cambiamento di fase, ma una fascia nella quale un minerale diventa instabile e parallelamente un'altra modificazione inizia a cristallizzarsi. La presenza delle tre modificazioni nello stesso campione lascia ragionevolmente presumere parametri vicini al "triple point". Poiché la deformazione diminuì di intensità dopo la formazione del distene si presume che le modifiche del sistema siano imputabili piuttosto al calo della pressione che all'aumento della temperatura. Alle stesse conclusioni si giunge pure dalle analisi delle paragenesi delle rocce ultramafiche, per le quali si possono interpretare i parametri di formazione a una temperatura massima verso 620°C e una pressione sui 4 kilobar. Dalla zonarità dei piccoli corpi lenticolari ultramafici si sospetta una almeno parziale formazione per processi di diffusione metasomatica. Dall'analisi delle strutture emerge una sequenza temporale dei processi di deformazione.

Si deve presumere una prima fase tettonica (F_1) che accatastò delle falde di scorrimento. Una susseguente fase (F_2) deformò intensamente l'edificio tettonico comprimendolo in pieghe isoclinali dai lembi estremamente compressi. Il processo avvenne sotto condizioni di pressione e temperature elevate. Si formarono la maggior parte dei minerali delle paragenesi osservate e quasi tutte le strutture di deformazione. Questa compressione era orientata da est-sudest verso ovest-nordovest. Ne conseguì un accorciamento delle unità e parallelamente un'aumento dello spessore della litologia. Queste complicazioni strutturali rendono difficile la correlazione tra le diverse zone carbonatiche. La fase culminante della deformazione precedette il "climax" termico. Esse precedettero probabilmente con una sequenza ripetuta di spinte, alla saldatura petrografico-strutturale penetrativa della regione. Non si riscontrano strutture chiaramente prealpine poiché la fase descritta condiziona completamente le strutture geometriche e mineralogiche sia a livello micro- che macroscopico. Una fase susseguente (F_3) prevalentemente dinamica schiacciò la parte meridionale delle rocce in posizione verticale causando una rotazione cilindrica delle strutture preesistenti. Essa dispose le unità nella posizione di "radice". Gli elementi strutturali di questa fase mostrano un orientamento preferenziale delle lenti quarzifere tardive (più o meno discordanti), del budinaggio e di una lieve ondulazione della scistosità. Contemporaneamente si giunse al termine della cristallizzazione della fibrolite nelle rocce e nelle lenti. L'ultima fase osservata corrisponde al sollevamento di riassetamento isostatico del complesso (F_4). Esso è accompagnato dall'accentuamento dell'erosione. L'alleggerimento di circa 20 km di crosta e i moti di ascesa provocarono la formazione di innumerevoli faglie e fessure che condizionano la morfologia del paesaggio. Le fessure furono parzialmente rivestite di clorite, prehnite, scolecite ecc.. I ghiacciai pleistocenici piallarono il complesso di rocce modellandolo in una catena di montagne circondate da valli con dei dislivelli di 2500 m e pendii per lo più molto ripidi. Una sequenza di alpi e monti allineati su orizzonti sovrapposti documentano secoli di transumanza stagionale della popolazione rurale. Essa ha sfruttato le morene lasciate dai ghiacciai sui terrazzi erosi durante i vari stadi di glaciazione.

PREMESSA

Il presente lavoro si integra in una serie di ricerche locali eseguite dapprima sotto lo stimolo e la direzione del Prof. Dr. A. Gansser e continuate a tutt'oggi dal Prof. Dr. V. Trommsdorff dell'Istituto di geologia del Politecnico e dell'Università di Zurigo. Nel 1966 ho iniziato un rilievo geologico nella falda dell'Adu-la tra Rossa - Val Calanca - e Soazza in Mesolcina. Nel 1967 iniziai il rilevamento della zona del Pizzo di Claro. La cartografia e l'elaborazione microscopica dei campioni furono portati a termine nel 1971. Interrui gli studi per dedicarmi all'attività pedagogica alla Scuola Magistrale Cantonale di Locarno. Nel 1978 ritornai a Zurigo durante la pausa scolastica estiva per redigere la prima parte del lavoro. Nell'anno 1979 su gentile e decisivo stimolo del Prof. Dr. V. Trommsdorff mi recai settimanalmente a Zurigo per portare a termine un lavoro che gli interessi didattico-pedagogici, maturati con l'esperienza professionale, avevano quasi completamente sommerso.

In primo luogo ringrazio il Prof. Dr. A. Gansser che mi stimolò all'indagine di studi naturalistici all'istituto e sul terreno. Ringrazio il Prof. Dr. V. Trommsdorff per il suo impeto personale, l'insistenza e il suo sostegno morale. Grazie al suo personale interesse potei parzialmente riaggiornarmi sulle tematiche obiettivate. Senza il suo aiuto e consiglio questo lavoro si sarebbe sedimentato definitivamente.

Tra i molti colleghi di studio dei quali approfittai scientificamente e umanamente mi è piacevole ricordare e ringraziare i Dottori F. Bianconi, N. Marcolli e T. Lardelli.

Per la collaborazione critica alla lettura del manoscritto ringrazio una generazione più giovane di geologi, che stanno iniziando o portando a termine le proprie ricerche: E. Corti, L. Bonzanigo e J. Stäuble.

Un ringraziamento particolare va alla cara Rosalba, compagna di vita e di lavoro nelle attività pedagogiche. Il suo contributo alla trascrizione e organizzazione del materiale è stato decisivo.

La signora Stilwell ha provveduto all'elaborazione formale dello scritto che la signora Ileana Forni ha messo in forma definitiva.

Il caro amico Urs Widmer mi ha ridisegnato la cartografia originale. Dedico il lavoro a mio padre che ha sofferto la frustrazione della sospensione dell'elaborazione e al caro ricordo di mia madre che si è spenta prima di vederne il termine.

Il ricordo più umano mi viene dalla calorosa accoglienza della popolazione della zona: gli alpigiani mi diedero un rifugio e un cenno spontaneo di interesse rendendomi partecipe alle loro esperienze di vita nella regione.

1. INTRODUZIONE

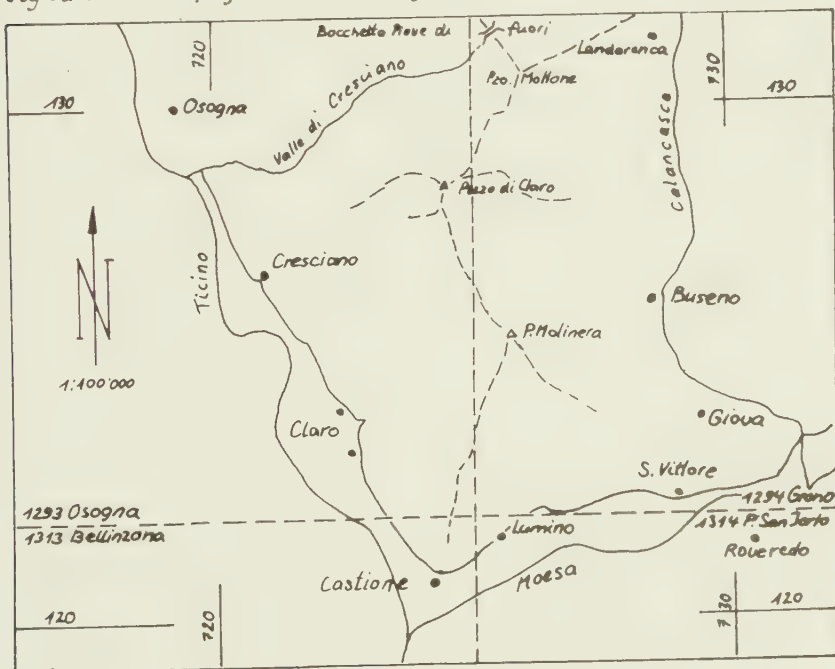
1.1. POSIZIONE GEOGRAFICA

La zona di studio è circoscritta dalla parte meridionale dalla catena montuosa del Torrione Alto-Pizzo di Claro. I rilievi geologici sono delimitati:

- a ovest dal letto del fiume Ticino in basa Val Riviera
- a sud dalla Moesa in Mesolcina
- a est dal fianco occidentale della bassa Val Calanca
- a nord il confine è tracciato dal torrente della Val Cresciano e scende dallo spartiacque della catena principale fino alla Calancasca costeggiando Landarenca.

La zona è compresa nei fogli della carta nazionale 1: 25'000 illustrati dalla figura 1a.

Fig 1a : Carta topografica della regione



1.2. SITUAZIONE GEOLOGICA E DEL RILIEVO GEOLOGICO CARTOGRAFICO.

1.2.1. CRONISTORIA DEGLI STUDI GEOLOGICI PRECEDENTI.

Breve cronistoria dei principali studi geologici pubblicati dai vari autori sulla regione, sulle confinanti o su tematiche generali:

- 1881 F. Rolle studiò probabilmente per primo la regione nel suo assetto geologico generale.
- 1923 J. Kopp pubblicò una ricerca locale sulla zona del Pizzo di Claro.
- 1924 R. Staub formula una cornice tettonica generale della regione.
- 1925 E. Kündig nel quadro di una dissertazione studia la regione di Giova unitamente alla regione compresa tra la Val Calanca e la Val Mesolcina.
- 1928 E. Strasser eseguì un rilievo di dettaglio della geologia della zona del Pizzo di Claro e della zona del Torrone Alto.
- 1936 E. Mittelholzer nella dissertazione descrive la zona di Castione
- 1936 P. Niggli, Preiswerk, Grutter, Bossard, Kündig pubblicano l'importante sintesi delle conoscenze geologiche delle rocce del Ticino e indicano la via per future ricerche.
- 1939 S. Casasopra approfondisce le conoscenze dello gneiss granitico leventina rilevandone anche gli affioramenti nella zona tra Claro e Osogna.
- 1939 E. Kündig, P. Knoblauch e M. Reinhard compilano la carta geologica dell'Atlante Geologico della Svizzera, foglio Jorio, che sfiora il bordo meridionale destro della Bassa Val Mesolcina.
- 1953 E. Wenk riformula le suddivisioni tettoniche principali del Ticino definendo il concetto di "gneiss lepontini".
- 1953 E. Dal Vesco rileva la sponda destra della Riviera e discute la formazione della zona di Castione.
- 1957 R.U. Winterhalter raccoglie i rilievi di vari autori in uno schizzo cartografico della zona tra Castione e Bellinzona.
- 1962 A. Gansser e E. Dal Vesco formulano delle ipotesi circa la metamorfosi delle rocce della zona di studio.
- 1965 H.O. Bruggmann pubblica la dissertazione sulla zona confinante verso sudest.
- 1965 E. Niggli e C.R. Niggli elaborano carte con la distribuzione di fasi mineralogiche critiche per la metamorfosi alpina.
- 1966 V. Trommsdorff inizia una serie di pubblicazioni su ricerche regionali delle paragenesi carbonatiche e delle rocce ultramafiche nelle Alpi Centrali.
- 1968 F. Keller termina i lavori della dissertazione sulla zona del Pizzo Forno.
- 1969 E. Wenk e F. Keller pubblicano uno studio regionale sulle isograde della metamorfosi nelle Alpi Centrali.

- 1970 E. Niggli in "Alpine Metamorphose und Alpine Gebirgsbildung" riassume lo stato delle conoscenze sulla metamorfosi alpina.
- 1971 A.G. Milnes pubblica una ricerca di geologia strutturale sull'orientazione preferenziale delle assi cristallografiche di quarzo nelle Alpi Centrali.
- 1974 La Commissione Geologica Svizzera pubblica il rilevamento geologico del foglio di Bellinzona dell'Atlante Geologico della Svizzera.
- 1976 Klein H.H. in "Alumosilikarführende Knauern im Lepontin", studia le lenti quarzifere incluse nelle metapeliti.
- 1976 Thompson P.H., 1976, studia la relazione tra le isograde delle paragenesi e discute i parametri della metamorfosi.
- 1980 R. Trümpy pubblica la guida geologica della Svizzera, avvalendosi di contributi di Trommsdorf e altri.

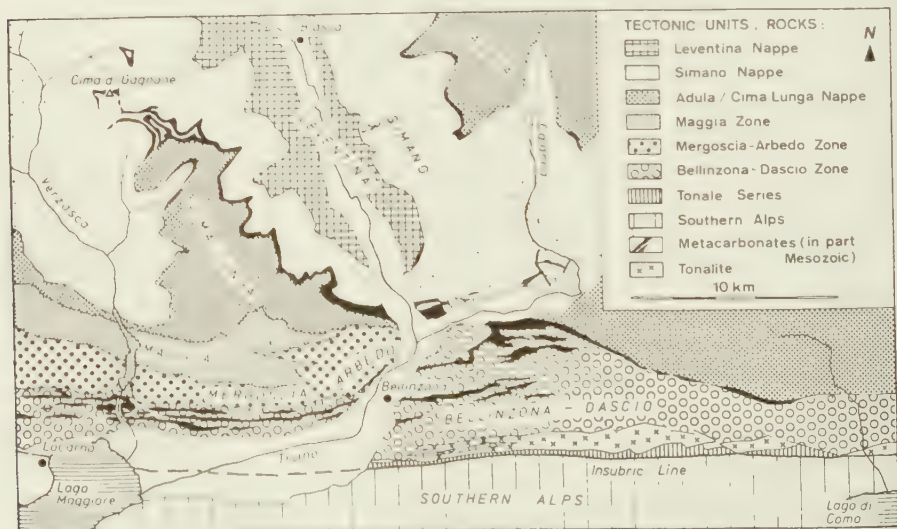
1.2.2 LOCALIZZAZIONE DELLA ZONA DI STUDIO NEL QUADRO GEOLOGICO GENERALE.

La zona delimitata geograficamente nel capitolo 1.1. è situata nella regione degli gneiss Lepontini (Wenk 1963), che comprende le unità tettoniche inferiori delle Alpi Centrali.

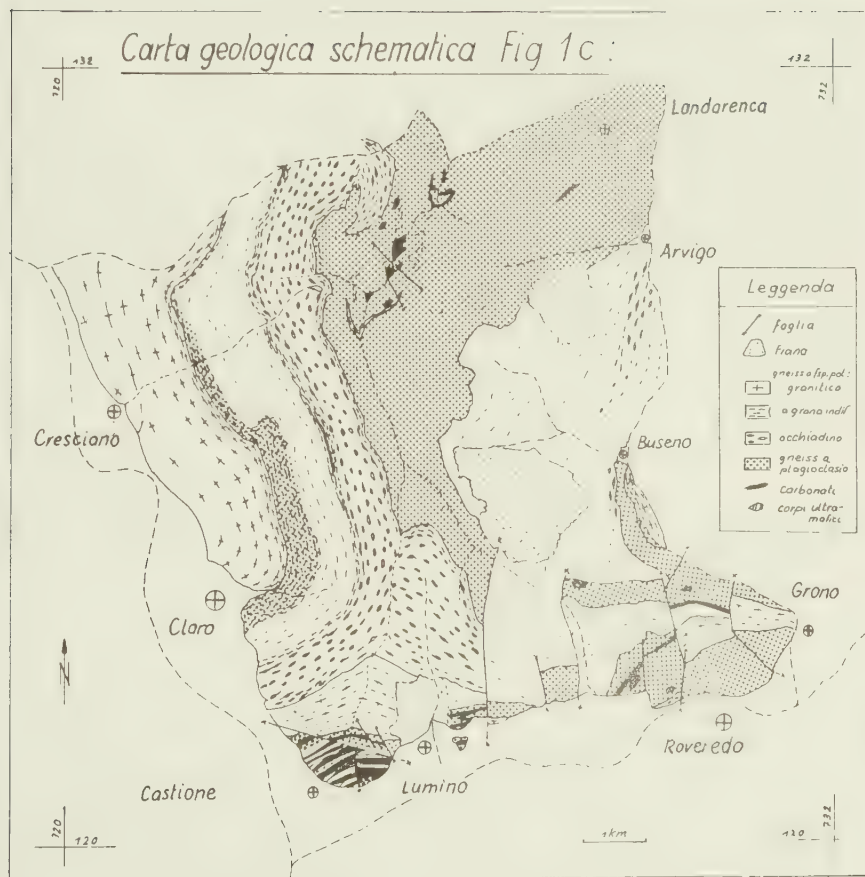
Esse rappresentano, nella orogenesi dell'arco alpino, la parte inferiore delle falde denominate penniniche; un complesso di basamento premesozoico disgiunto e sovrapposto dalla tettonica alpina. Le isograde delle metamorfosi, in particolare del distene e della sillimanite, documentano nelle rocce della regione la facies metamorfica anfibolitica, ossia una formazione di paragenesi condizionate da elevati parametri di pressione e di temperatura. Ingenti dislocazioni verticali tardo alpine lungo la faglia insubrica elevarono queste unità penniniche, esponendole all'erosione (R. Trümpy 1980). Si presume che le rocce della zona di studio ebbero origine alla profondità di ca. 25 Km nella crosta terrestre. Le migmatiti della regione sembrano essere, dagli studi di datazione radiometrica recenti, almeno in parte di origine prealpina. I corpi ultramafici e mafici intercalati nella sequenza litologica sono considerati generalmente resti di crosta oceanica, inseriti dalla tetto-genesi nella crosta continentale. Il complesso edificio tettonico alpino subì poi la metamorfosi. Il terreno studiato si situa nella parte orientale del Lepontino, nella zona dove la metamorfosi alpina di tipo Barrow raggiunse il più alto grado di intensità. La carta geotettonica seguente inserisce la zona di studio nella cornice regionale.

Fig. 1b - carta tettonica regionale:

da R. Trümpy 1980 fig. 25



Carta geologica schematica Fig 1c :



1.3. OBIETTIVI DI RICERCA

Nel 1966, su proposta del Prof. A. Gansser iniziai il rilevamento geologico regionale, prefissandomi i seguenti obiettivi:

1. Eseguire un rilevamento dettagliato della regione.
2. Verificare degli affioramenti di rocce carbonatiche della zona al fine di studiarne la litologia e i rapporti tettonici reciproci . Ciò per interpretare le correlazioni tra i marmi dell'Al Galletto e quelli di Castione e tra questi singoli marmi e gli affioramenti della zona del Pizzo di Claro.
3. Misurare i dati strutturali sufficienti a verificare la validità della correlazione della litologia (obiettivo 2). Con il procedere della ricerca le rocce metapelitiche si rilevarono particolarmente interessanti nelle loro composizione mineralogica. Si sviluppò quindi l'intenzione di approfondire l'analisi di queste paragenesi per differenziare le fasi di crescita dei vari minerali e per distinguere in relazione alle fasi tettoniche, documentata nelle rocce dalla deformazione dei cristalli.

2. STUDIO PETROGRAFICO E DELLE METAMORFOSI DELLE ROCCE.

2.1. INTRODUZIONE

2.1.1. ANNOTAZIONI GENERALI SULLA METODOLOGIA DI RAPPRESENTAZIONE GRAFICA DELLE OSSERVAZIONI MICROSCOPICHE;

Durante i rilevamenti geologici furono prelevati circa 950 campioni di roccia. Questi furono orientati in modo da poterne ricostruire in laboratorio le microstrutture conformemente alla loro disposizione nell'assetto strutturale globale. Dalle rocce furono ricavate sezioni sottili che furono visionate al microscopio per verificarne il contenuto mineralogico. Ciò si rendeva spesso necessario, poichè la maggior parte dei minerali non era identificabile con la lente. In particolare si voleva appurare le paragenesi della roccia e le relazioni temporali di crescita dei minerali conformemente agli obiettivi prefissati. Le sezioni furono confrontate con modelli statistici che permisero di stimare la partecipazione percentuale dei cristalli delle singole fasi mineralogiche alla composizione della roccia.

Si decise di suddividere l'elencazione delle paragenesi in classi di componenti a seconda che un minerale era presente in una percentuale volumetrica delimitata a priori:

Classe:	Simbolo:	Percentuale Volume:
componente principale	●	più di 10%
componente secondaria	o	tra 10% e 5%
componente accessoria	x	meno del 5%
componente eccezionale	Δ	minerali che occorrono in modo disuguale (talvolta come comp. secondaria e localmente accessoria o perfino se vista nel campione ma non inquadrata nella sezione)

Le osservazioni furono schedate in una cartoteca, con la descrizione dei minerali e dei loro rapporti reciproci, congiuntamente alle indicazioni di struttura e di tessitura e alle indicazioni di localizzazione e di caratteristiche particolari macro-e microscopiche. La cartoteca fu ridotta all'essenziale, raccogliendo i dati principali in tabelle di paragenesi. Esse sono allegate alla descrizione delle rocce e accompagnate da cartine indicanti le posizioni dei rispettivi campioni nella sequenza geologica. La schedatura completa, i campioni e le sezioni sottili sono depositati all'Istituto Geologico del Politecnico Federale di Zurigo.

2.1.2. LA TERMINOLOGIA PETROGRAFICA APPLICATA NEL TESTO.

I concetti di gneiss e scisto sono applicati seguendo la convenzione proposta da E. Wenk (1963) In questa si parla di scisto allorquando una roccia è divisibile con il martello in scaglie con meno di 1 cm d' spessore.

Per la traduzione dei termini scientifici dal tedesco all'italiano ho usato il dizionario di geologia di M. Manzoni, edito da Zanichelli. I termini che non potei così tradurre, furono trascritti nella lingua più usata e messi tra virgolette.

2.1.3. LA TIPOLOGIA DELLE ROCCE.

L'accentuato rilievo morfologico della zona di studio espone 2'500 metri di profilo verticale attraverso gli Gneiss Lepontini. Questi giacciono nella parte settentrionale e centrale leggermente inclinati verso est. Verso sud si piegano in posizione verticale per innestarsi nei depositi alluvionali olocenici (v. profilo longitudinale, allegati I., sezione A 1). Il profilo accennato è raffigurato nelle sezioni trasversali (allegato I., sezione B 1 e B 2). Si denota una sequenza litologica composta dal basso verso l'alto di gneiss granitici, gneiss a feldspato potassico (in variazioni occhiadine e a grana indifferenziata), gneiss a plagioclasio a due miche, mica-scisti e rocce carbonatiche metamorfizzate. Nell'unità di gneiss a plagioclasio sono inseriti cordoni e lenti di anfibolite e localmente qualche piccolo corpo lenticolare di metaperidotiti. La localizzazione di queste rocce è riassunta nella carta geologica schematica, figura 1 c, e più in dettaglio nell'allegato III.

2.2.LE ROCCE A FELSPATO POTASSICO

2.2.1. INTRODUZIONE

In tutta la regione studiata si riscontrano rocce che contengono feldspato potassico in quantità notevoli, dal 10% al 30% volumetrico. Esse si distinguono dalle rocce che ne sono prive in quanto di colore più chiaro e relativamente povere di miche. In specifiche unità litologiche il feldspato potassico appare sotto forma di cristalli più grossi. Parallelamente al calo dei minerali lamellari si fa meno pronunciata la scistosità della roccia. Questi affioramenti rocciosi opposero più resistenza all'erosione e di conseguenza spesso risaltano nella morfologia del paesaggio come pareti e costoni.

Nelle classiche ricerche geologico-petrografiche sul Ticino degli anni '30 di Niggli ed altri, queste rocce furono considerate d'origine magmatica e nella cartografia furono riunite sotto il termine di "ortogneiss". Le loro paragenesi sono meno ricche che nelle metapeliti. La loro differenziazione litologica è possibile dunque più sulla base di criteri strutturali che mineralogici.

2.2.2. TIPOLOGIA DELLE ROCCE E LORO LOCALIZZAZIONE;

La figura 2 mostra i tipi e le posizioni degli affioramenti di rocce contenenti feldspato potassico. Esse contribuiscono alla litologia di tutta la regione dominando il fianco della Riviera e buona parte della Mesolcina e Calanca. Nella Riviera prevalgono in basso gneiss granitici e sopra questi giacciono rocce a grana indifferenziata. Verso l'alto succede un banco di gneiss occhiadini. Seguendo la loro giacitura questi ultimi dovrebbero riaffiorare nella Calanca, dove invece sono solo localmente rappresentati in una serie a grana indifferenziata. Nella regione dello spartiacque e in quella sud-orientale vi sono solo intercalazioni minori di rocce a feldspato potassico incluse nelle metapeliti.

2.2.2.1. Gli gneiss granitici

Essi hanno colore chiaro e una tessitura poco sviluppata. Gli gneiss granitici occupano la parte inferiore del fianco occidentale (regioni comprese tra Claro, Valle dei Molini e Val Cresciano). In Val Cresciano il repentino cambiamento del profilo della valle ("valle pendente") coincide con il tetto degli gneiss granitici (v. profilo trasversale B 1, allegato I).

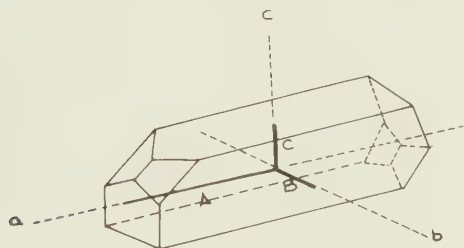
2.2.2.2. Gli gneiss a porfiroblasti di feldspato potassico.

Il feldspato potassico è evidenziato nella roccia essendo costituito da cristalli più grandi rispetto agli altri minerali. La forma dei cristalli di feldspato potassico varia da idioblasti a individui appiattiti e allungati, mostrando tutti i passaggi da "Augen" e "Flaser" fino a "Stifte". Questi termini esprimono una variazione del

rapporto reciproco degli assi cristallografici del porfiroblasto o dagli assi geometrici del rispettivo ammasso concentrato di cristalli di feldspato potassico .

Il seguente disegno schematizza questa variazione del rapporto. Queste rocce formano un banco compatto esposto lungo tutto il fianco orientale della bassa Riviera . A sud tra Claro e Castione emergono dai depositi alluvionali del fondovalle con una giacitura subverticale. A seguito della morfologia questo banco di rocce attraversa lo spartiacque presso Parusciana e forma una parte del fianco del pendio verso Monticello-Alpe Martum. Verso nord il complesso cambia gradualmente la giacitura con una culminazione pressochè orizzontale e continuando infine verso settentrione con una giacitura leggermente inclinata verso nord-est. Nel fianco occidentale esse sono ben formate, mentre che nella corrispondente esposizione orientale i porfiroblasti caratteristici di feldspato potassico sono solo parzialmente sviluppati. Si ritrovano per lo più in banchi rocciosi di 10-20 m di potenza, intercalate da gneiss a due miche con feldspato potassico (v. punto 2.2.3.2) Tutta questa serie dalla giacitura molto regolare è sfruttata nelle cave di Arvigo. Un altro affioramento di questo tipo di gneiss occhiadini è stato rilevato alla base della unità pelitico-carbonatica che segue lo spartiacque del pizzo di Claro fino al confine settentrionale di Piove di Fuori.

EDOTTO IDEALE : porfiriblasto magmatico idiomorfo
(da Tröger , pag. 95)



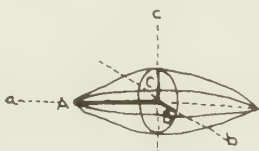
rapporto reciproco degli assi cristallografici

$$A : B : C \sim 2 : 1 : 1$$

Varianti di trasformazione:

(dovuti a cataclasi, cristalloblastesi e/o ricristallizzazione)

1- AUGEN (mono- e pluricristallini)



rapporto reciproco degli assi geometrici del cristallo o dell'aggregato di cristalli

$$A : B : C \sim 2 : 1 : 1$$

La modifica si limita alla trasformazione delle delimitazioni idiomorfe in una cataclasi e riordino lenticolare.

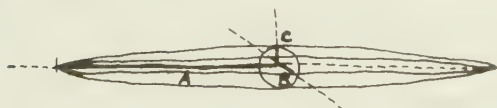
2- FLASERN



$$A : B : C \sim 2-10 : 2-5 : 1$$

La modifica in rapporto a 1- comporta un notevole appiattimento (parallelo al piano di scistosità della roccia) e un discreto allungamento.

3- STIFFE



$$A : B : C \approx 5-10 : 1-2 : 1$$

La modifica in rapporto a 1- comporta una elongazione della lenticella a scapito della geometria planare. Forme estreme provocano nella roccia la perdita totale del piano di scistosità. I 3 modelli schizzati rappresentano probabilmente lo "stress ellissoide" della deformazione.

..... a grana fine e stabile.

Il feldspato potassico occupa nella massa una posizione analoga al quarzo e al plagioclasio, formando zone separate da straterelli di miche disposti con grande regolarità su piani paralleli. Questa orientazione geometrica conferisce alla roccia una caratteristica sfaldabilità, rendendola così idonea alla lavorazione. Nelle cave di Arvigo queste sono estratte dal fianco della montagna e lavorate in laboratori sul posto. La roccia si sfalda con facilità formando superfici piane regolari di diversi m². Inoltre è sufficientemente compatta da permettere un taglio stabile perpendicolare al piano di scistosità. Con lo sfruttamento dell'acqua per la produzione di energia elettrica questa è l'unica attività industriale fiorente in Val Calanca. Queste rocce partecipano in minime quantità all'unità di carattere metasedimentario dove sono anche più difficilmente differenziabili, dato che la grana fine delle componenti spesso lascia riconoscere il feldspato potassico solo nell'analisi in sezione sottile. Sul terreno non si distinguono né per il colore né per la morfologia dell'affioramento, dagli gneiss a plagioclasio che le circondano. I rapporti sono resi ancora più difficili dalla spesso complessa struttura piegata delle unità.

È possibile definire una sotto-unità migmatitica: roccia dalla composizione mineralogica simile, manifestante una separazione in strati più chiari con dominanza delle componenti leucocratiche (quarzo, plagioclasio, ortoclasio) e più scuri con prevalenza di minerali melanocratici (miche prevalentemente biotite e saltuariamente orneblenda). Queste due associazioni mineralogiche hanno rapporti geometrici complessi tra loro, varianti da intercalazioni alternate a strutture intimamente piegate, a tessitura fluidale. Questo tipo di roccia denominata dai rilevatori geologici degli anni '30 come "gneiss a iniezione", un nome che rispecchia un'interpretazione genetica della formazione del complesso. Nel frattempo sono state svolte ricerche radiometriche dalle quali sembra che la formazione delle rocce risalga al periodo ercinico e che successivamente abbiano partecipato alla tettonica alpina, con una minima modifica mineralogica e effetti di ricristallizzazione.

..... tettonicamente tectonizzati.

Presso Giova, nelle zone della faglia che ha dislocato i marmi, si trova un piccolo affioramento che viene elencato separatamente, poiché l'aspetto della roccia lo contraddistingue dalle altre trovate nella zona. Si tratta di un affioramento a forma di lente incluso nelle metapeliti, composto da frantumi brecciosi di roccia aplitico-granitica immersi in una matrice cataclastica. Rocce simili, verdi chiare, affiorano nella zona tra Al Galletto e zona di Castione in concomitanza con una serie di faglie. Anche qui dei movimenti tettonici hanno modificato composizione e aspetto della roccia, ma in modo meno radicale di quello menzionato sopra.

Fig. 2 Localizzazione dei campioni di rocce a feldspato potassico



Tabella delle paragenesi delle rocce a felspato
potassico
Figura 3

TABELLA	NR	CAMPIONE	NR	Luogo di provenienza	Qarzo	Felspato potassico	Plagioclasi	Orneblenda	Granato	Muscovite	Biotite	Clorite	Zircone	Rutilo	Apatite minerali metali	Titanite	osservazioni
1	C 1				●	●	●			o	o	X			X	X	distrib. dei min. a bande
2	C 4				●	●	●			X	X	X		X	X	X	
3	C 11				●	●	●			●	X	X			X	X	
4	C 13				●	Δ	●			Δ	o	X			X		
5	C 14				●	●	●			o	o	X			X	X	
6	C 15				●	●	●			o	o	X			X	X	pegmatitico
7	C 17				●	●	●			X	o				X	X	occhiadino
8	C 18			condota idrica	●	●	●			X	o				X	X	"Flaser"
9	C 21			dal bacino di	●	●	●			o	o	X			X	X	
10	C 22			Buseno a	●	●	●			●	o	X			X	X	
11	C 24			Rovereto	●	●	●		X	o		X	X				
12	C 26			Sassello	●	●	●		X	o	o	X	X	X		X	
13	C 27				●	●	●		X	o	X					X	
14	C 31				●	●	●		X	o	X						
15	C 33				●	●	●		X					X			
16	C 34				●	●	●			●	X	X			X	X	
17	C 35				●	●	●				X				X	X	
18	C 37				●	●	●				X				X	X	
19	C 38				●	Δ	●			o	o	X			X	X	
20	C 52				●	X				X	X						pegmatitico
21	C 53				●	●	●			X	o				X	X	a bande
22	100			Parusciana	●	●	●			o	o	X	X	X	X	X	
23	102				●	●	●			X	o	X	X	X	X	X	
24	103			Lentoz	●	●	●			o	o	X	X	X	X	X	occhiadino
25	104			Parusciana nord.	●	●	●			o	o						"Flaser"
26	151			Monti Motta	●	●	●			X	o						2 generaz. di fels. potass.
27	157			P. Molinera / Brogildone	●	●	●				X						aplitico
28	159			Brogildone / La Motta	●	●	●			o	o	X	X	X	X		occhiadino - "Flaser"
29	160			Garenescio	●	Δ	●										
30	161				●	●	●			o	o	X	X	X	X		occhiadino
31	165			P. Claro	●	●	●			o	o	X			X		a bande
32	166			P. Claro	●	X				o	o	X			X	X	
33	181			cave Arvigo	●	●	●			X	o	X	X	X	X	X	2 generaz. di fels. potass.
34	182			Cavri (Cresciano)	●	●	●			o	o	X	X	X	X	X	piccoli porfiroblasti
35	183				●	●	●			o	o	X	X	X	X	X	di felsp. potass.
36	184			Sasso Bianco (Val Cresciana)	●	●	●			o	o						
37	185				●	●	●			o	o	X	X	X	X		
38	187			sotto Cavri	●	●	●			o	o	X	X	X	X		
39	188			cava Cresc. sul Sasso	●	●	●			Δ	o	X			X	X	
40	190			Grono (str. Calanca)	●	●	●			o	o	X	X	X	X		
41	205 b				●	●	●			o	o	X			X		
42	207			Monticello	●	●	●			o	o	X	X	X	X		
43	221				●	Δ	●					X	X	X			
44	241			La Motta	●	●	●			o	o	X			X		tettonizzati
45	243				●	●	●			X	o			X	X	X	
46	244				●	●	●			X	X	o	X	X	X		
47	246			Vallontra	●	●	●			o	o	o	X		X	X	
48	259				●	●	●			o	o				X	X	
49	260				●	●	●			o	o				o		tettonizzati
50	261				●	Δ	●			X	X	o			X	X	

Tabella delle paragenesi delle rocce a feldspato
potassico
Figura 3

TABELLA	NR	CAMPIONE	NR	Luogo di provenienza	Qarzo Felspario Plagioclasio Orneblenda Granato Muscovite Biotite Clorite Zirconio Rutilo Apatite minerali metallici Titanite	osservazioni
51	262				• • •	
52	265			Vallontra	• • • • •	
53	266				• • • • •	
54	268			Castione	• • • • •	
55	285			Scave Arvigo	• • • • •	
56	286				• • • • •	
57	301			Torrone Rosso	• • • • •	
58	309				• • • • •	
59	350			Cima Rossiglione	• • • • •	
60	356			A. Stabvedro / Ciarin	• • • • •	
61	363			Torrone Rosso	• • • • •	
62	366			Rossiglione / Landar	• • • • •	
63	375			Conca Stabvedro	• • • • •	
64	394			S. Vittore / Lotan	• • • • •	
65	401-2				• • • • •	
66	408			Grono str. Calanca	• • • • •	
67	409				• • • • •	
68	412				• • • • •	
69	413				• • • • •	
70	414			Castaneda / Molina	• • • • •	
71	415				• • • • •	
72	417				• • • • •	
73	418				• • • • •	
74	420				• • • • •	
75	421				• • • • •	
76	422			biforcazione stradale	• • • • •	
77	424			Calanca - Castaneda	• • • • •	
78	425			(migmatiti)	• • • • •	
79	426				• • • • •	
80	429				• • • • •	
81	431				• • • • •	
82	433			Buseno / Fontana	• • • • •	
83	434				• • • • •	
84	451				• • • • •	
85	455			Cima di Rossiglione	• • • • •	
86	457				• • • • •	
87	462			A. Stabvedro	• • • • •	
88	463				• • • • •	
89	485			Cima di Rossiglione	• • • • •	
90	AG1				• • • • •	
91	AG9			Al Galletto	• • • • •	
92	AG10				• • • • •	
93	500				• • • • •	
94	504				• • • • •	
95	507				• • • • •	
96	514				• • • • •	
97	521			profilo Al Galletto	• • • • •	
98	523				• • • • •	
99	524				• • • • •	
100	525				• • • • •	

Tabella delle paragenesi delle rocce a feldspato
potassico
Figura 3

TABELLA			NR	CAMPIONE	NR	Luogo di provenienza	Quarzo	Felspario potassico	Plagioclasio	Orcoblanda	Granato	Muscovite	Biotite	Clorite	Zirconio	Rutilo	Apatite minerali metallici	osservazioni
101	551	Buseno - Fontana	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	occhiadrine
102	571	Landerancia / Arvigo	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
103	600	Memo	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	metapelite con poco fels. pot. + form f.X e noduli di fibr.(o.)
104	653	M.ti di Lucc	●	X	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	"Flaser" (=formalina Δ e distene Δ)
105	654	Carasole	●	Δ	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
106	655	Lotan / Carasole	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
107	665	strada Calanca	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
108	673		●	●	Δ	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	+ formalina
109	678	strada Calanca presso i marmi	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
110	679	S. Vittore / Giova ovest	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
111	684	S. Vittore presso i marmi	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	+ formalina
112	688		●	●	Δ	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	occhiadrino
113	696	Monticello cava	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	gneiss granitico
114	700	B. itta Piove di Fuert est	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	chiaro
115	705		●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
116	708	Mottone	●	Δ	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	a bande, + dist. e stauriol
117	709		●	●	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	occhiadrino
118	710	cima di Rossiglione	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	"Stifte"
119	712	Stabvedro / Buseno	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	piccoli porf. occhiadini
120	713		●	●	○	X	○	Δ	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
121	724	Torr. Rosso	●	○	○	Δ	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	banco chiaro w. fig. 43
122	727	A. Rossiglione	●	●	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	"Flaser"
123	731	A. Memo	●	●	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
124	732		●	●	Δ	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
125	738	Memo / P. Claro	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	occhiadrino (base P. Claro fig. 40)
126	743	P. Claro sud.	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
127	753	Buseno / Porta	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
128	801		●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
129	802	Cavri (Cresciano)	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
130	804		●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
131	806-7	a nord di Cavri	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	granitico
132	808	(sopra Cresciano)	●	●	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
133	812	Lotan / Giova	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	aplittico
134	813	Al Galletto nord	●	●	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
135	814		●	●	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
136	874	M. ti di Bregon	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	a bande
137	900	Scubiago cave	●	●	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
138	901		●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
139	903	Bens / Provei	●	●	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
140	905		●	X	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
141	908	Maruso	●	●	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
142	907	Peu / Canes	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	occhiadrino - "Flaser"
143	908	Canes	●	●	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
144	928	Monticello / Dre bas.	●	●	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	"Flaser"
145	937	Torr. Rosse / Simidi	●	●	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	"Stifte"
146	941	Simidi	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	occhiadrino - "Flaser"
147	965		●	○	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
148	966	Lotan	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
149	968		●	●	○	X	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
150	989	Roveredo - Salsello	●	●	○	X	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	"Stifte"

2.2.3. ANALISI PETROGRAFICA DEGLI AFFIORAMENTI DI GNEISS A FELSPATO POTASSICO.

La cartina schematica (fig. 2) elenca e localizza nel terreno i campioni prelevati per l'analisi microscopica in sezione sottile. Le paragenesi osservate nelle sezioni sottili e le caratteristiche macroscopiche principali sono elencate nella tabella (fig. 3).

Poichè la verifica mineralogica in sezione sottile era più importante per l'unità a grana indifferenziata dove era spesso insicura la presenza di felpato potassico, la maggior parte dei campioni analizzati proviene da essa. Per contro le unità granitiche e porfiroblastiche, facilmente identificabili nel terreno, sono in proporzione alla loro importanza quantitativa e partecipazione all'edificio tettonico, poco rappresentati. D'altro canto la grande regolarità nella composizione mineralogica degli gneiss a porfiroblasti di ortoclasio giustifica una loro osservazione prevalentemente macroscopica (deformazione dei porfiroblasti e giacitura dell'unità).

Si procede ad una descrizione separata dell'unità per poi riassumere i dati microscopici elencati nelle tabelle.

2.2.3.1. Gneiss granitici.

Formano un'unità compatta ed estesa nella zona tra Claro e Cresciano ed appaiono associate all'unità (v. 2.2.3.3.) nella zona Castione-Parusciana-Lumino e solo eccezionalmente nella zona Monticello-Giova-Arviso. Così si può affermare che mancano nella parte nord-orientale del terreno e in particolare nelle zone più elevate (spartiacque e fianchi superiori della catena del Pizzo di Claro).

Gli "gneiss granitici leventina", studiati da Casasopra 1939, sono l'unità più omogenea e potente di questo tipo di rocce. Esse affiorano nella Bassa Riviera dove rappresentano l'unità tettonica più profonda di tutto il Lepontino.

La giacitura dà al complesso roccioso l'aspetto di una grande cupola edificata in strati concentrici. Il limite meridionale si situa nella Valle dei Molini di Claro e il livello superiore si estende, alzandosi gradualmente verso nord, fino alla zona Sasso-Bianco in Val Cresciano (v. profilo longitudinale, allegato n. I, A 1). Una differenziazione interna della cupola è esposta nella zona tra Osogna e Cresciano, con estensione massima verticale a Cresciano sul Monte (v. profilo trasversale B 1, allegato n. I.).

La roccia è compatta, molto chiara, con poca mica e presenta una tessitura molto deformata. Il piano assiale e gli assi di un'intensa pieghettatura dominano le strutture, obliterando la debole scistosità. Sono relativamente comuni differenziazioni aplitiche e pegmatitiche che seguono e talvolta tagliano le strutture descritte. Questi mobilizzati pneumatolitici e idrotermali fanno supporre che la formazione delle rocce sia avvenuta sotto condizioni di temperatura vicine alla fusione. I dati radiometrici sembrano porre questi eventi

nei processi di formazione ercinica dello zoccolo cristallino. L'orogènesi alpina avrebbe in seguito scomposto lo zoccolo sovrapponendolo in diverse unità tettoniche. Le trasformazioni litologiche alpine sarebbero minime.

l'involucro esterno dello gneiss granitico ha un tenore micaceo superiore allo strato inferiore appena descritto. La scistosità aumenta dal basso verso l'alto.

La composizione mineralogica è espressa nella tabella delle paragenesi (campioni 34-39). Il quarzo e i feldspati concorrono nell'ordine del 60-90% al volume cristallino. La biotite e la muscovite sono di regola associate e compongono ciascuna il 5-15% della roccia. I minerali accessori sono rutilo, zircone, apatite e minerali metaliferi. Alcune sezioni furono trattate con coloranti per differenziare le componenti. Le fotografie mostrano alcuni esempi (v. fig. 8 e 9).

Le vene pegmatitiche menzionate sono ricche di minerali e furono oggetto di ricerca di appassionati di mineralogia. Taddei (1937) ne descrive esempi particolarmente interessanti. Specialmente durante la costruzione della strada carrozzabile che congiunge Cresciano sul Sasso con Cresciano, vennero alla luce buoni campioni di pegmatiti con acquamarina. Nel materiale di scarto della cava al termine superiore di questa strada si rinvennero blocchi di pegmatiti con piccoli cristalli di acquamarina bluastra.

2.2.3.2. Gneiss con porfiroblasti di feldspat. e feldspat.

La cartina (fig. 4) mette in evidenza la localizzazione delle serie litologiche differenziate in questo gruppo.

L'unità principale giace sul fianco ovest sopra l'unità granitica descritta nel capitolo precedente. Essa forma un banco compatto di 300-500 m di spessore e giace in posizione verticale nella zona di Moliago a sud di Claro, per emergersi poi nella zona Parusciana-Bregoldone, da dove gradualmente si piega in posizione di giacitura suborizzontale con un'inclinazione verso est conformemente alla posizione tettonica ad oriente della culminazione della cupola della Riviera. Tra l'Alpe di Peu e il lago di Canee l'unità è in posizione orizzontale, mantenendola negli affioramenti sul fianco della Valle di Cresciano dove sono bene esposti tra Alpe Ruscada-Corött e Ponte, specialmente nel letto del riale Boggero che percorre detta Valle. Nella sua parte superiore, presso Alpe di Gravo, si riscontra nel tetto dell'unità una grossa piega che ne complica la posizione tettonica, per il resto molto regolare. Il ripiegamento della posizione suborientale a quella verticale è ben visibile negli strati sopra Vatischio, monte in territorio di Lumino, 600 m sopra Monticello. Qui degli gneiss porfiroblastici si incurvano a partire da Bregoldone, formando costoni ben visibili nel paesaggio (v. fig. 5 al centro della foto).

Fig. 4 Localizzazione delle rocce con porfiroblasti di feldspato potassico

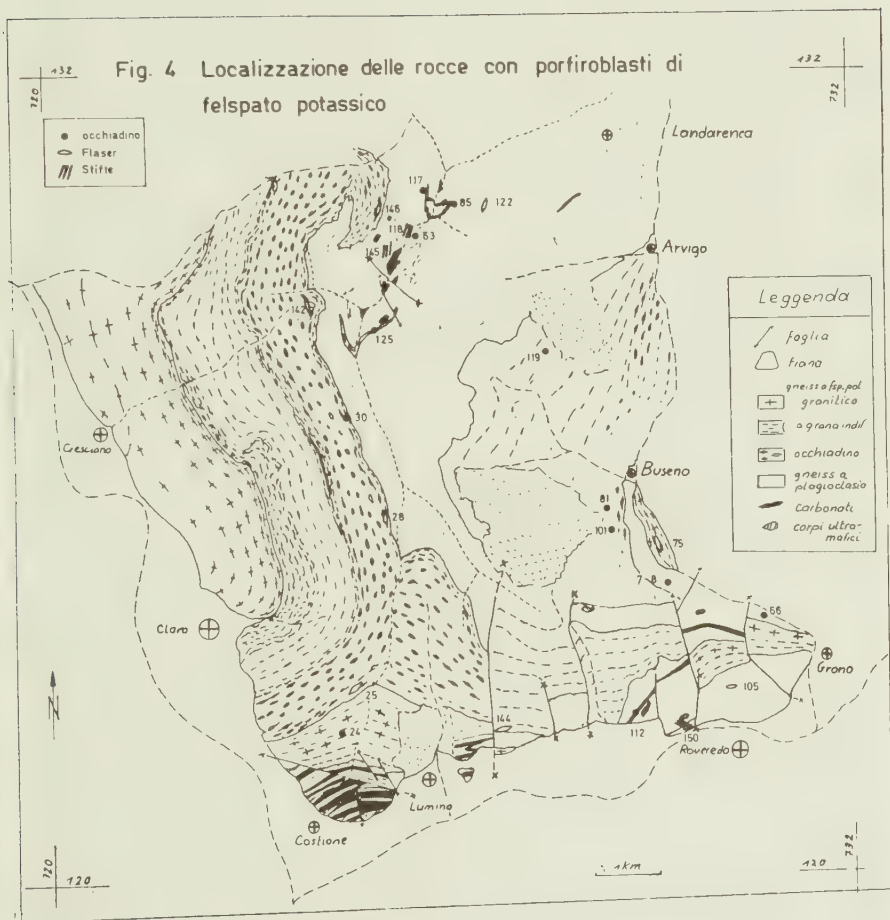




Fig. 5 : Foto aerea della zona sudorientale. Gli strati fortemente inclinati a Giovo, (sfondo della prima culissa), si curvano in posizione meno ripida (piano intermedio).

L'osservazione macroscopica nel territorio mostra come nel settore marginale i porfiroblasti di feldspato potassico siano appiattiti, mentre nella parte centrale del complesso la loro forma passa ad ovoidale-occhiadina. L'unità è una placca inserita nell'edificio tettonico, compressa e stirata, e denota una deformazione dei porfiroblasti più accentuata ai margini superiore e inferiore. Si usa il termine di placca poichè tale unità è rimasta relativamente rigida alle deformazioni, senza subire l'intenso piegamento osservabile sia nell'unità degli gneiss granitici sottostanti, sia in quella degli gneiss a plagioclasio e scisti micacei e soprattutto delle unità carbonatiche sovrastanti. L'unica eccezione è la piega rilevata nella zona dell'alta Val Cresciano.

La compressione subita dalla placca si riflette marginalmente sui porfiroblasti, poichè "Occhi", "Flasern" e "Stifte" sono solo spezzati e minimamente ricristallizzati.

Sul fianco Mesolcina del terreno, oltre all'affioramento descritto che fa parte della placca principale, si trovano nella zona di Roveredo (per es. al Sassello tra Roveredo e San Vittore) sottili intercalazioni occhiadine dalle potenze di pochi metri.

In generale si osserva che la forma dei porfiroblasti più comune è del tipo "Flasern", in secondo luogo appaiono cristalli occhiadini ("Augen") ed eccezionalmente si notano "Stifte". Questa differenziazione è interpretata come conseguenza di variazioni nella deformazione subita dagli strati:

- a. I "Flasern" sono il prodotto di un forte appiattimento, accompagnato da un debole allungamento del porfiroblasto originario.
- b. Gli "Stifte" indicano una dominanza dell'allungamento così accentuata da sopprimere l'elemento planare rispetto a quello lineare.
- c. Le forme occhiadine dei porfiroblasti rappresentano una combinazione delle due componenti geometriche di deformazione cristallina, ad effetto poco penetrativo e tra loro relativamente equilibrate

Nella zona della Val Calanca tra Buseno ed Arvigo sono intercalate rocce prevalentemente a "Flasern" nel complesso a grana indifferenziata. Nelle metapeliti degli strati tettonici superiori sono presenti due orizzonti sottili di gneiss con porfiroblasti di feldspato potassico deformati in "Flasern". Il livello inferiore è esposto ai piedi del Pizzo di Claro a circa 2'200 m di quota. Questo orizzonte coincide con la base della piramide terminale del Pizzo di Claro. Lo strato superiore forma un banco di pochi metri di potenza, situato direttamente alla base della sequenza carbonatica che accompagna lo spartiacque della catena montagnosa. Come si nota anche nella cartina geologica, queste unità superiori subirono le deformazioni mesoscopiche dell'unità litologica circostante. Queste sono inserite tettonicamente nelle metapeliti dalle quali subirono anche le deformazioni visibili nelle pieghe macroscopiche. La prima è esposta al piede del pizzo di Claro, a circa 2'200 m di altezza. Il suo affiorare coincide con la base morfologica della cima del Pizzo di Claro,

espressione della più grande resistenza all'erosione di questa serie, rispetto alle metapeliti ricche di mica sopra e sotto lo strato descritto. Lo strato superiore di gneiss, con porfiroblasti, un cordone di pochi metri di potenza, è situato direttamente alla base del profilo lungo lo spartiacque della catena (v. fig. 40, 43 ecc.).

Nella carta geologica (fig. 4.), viene messa in rilievo la regolarità nella giacitura del potente complesso inferiore e la deformazione delle piccole unità superiori.

Le paragenesi mineralogiche elencate nella tabella sono semplici e tra loro poco differenziate. Le componenti granoblastiche chiare a quarzo e felspati dominano nell'ordine del 70% il volume della roccia.

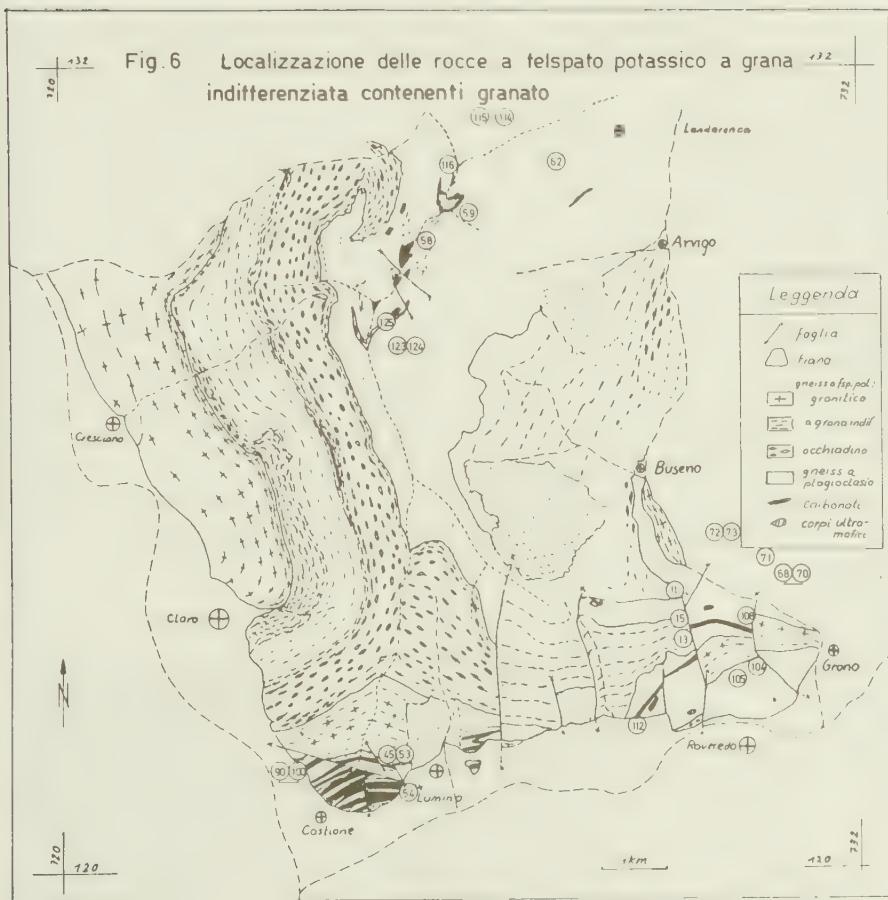
2.2.3.3. Gneiss a felspat e granato a grana indifferenziati.

Queste rocce si differenziano spesso nettamente dai gruppi già descritti, poichè non presentano cristalloblasti e perchè sono a grana da fine a media. La mica è di poco più abbondante, però molto meglio disposta su piani paralleli, conferendo di conseguenza una più spiccata scistosità alla roccia. Come già accennato, la differenziazione di queste rocce da simili con il solo criterio dei felspati si rivela sul terreno spesso problematica: spesso si deve ricorrere alla sezione sottile per una sicura determinazione mineralogica. A ciò è dovuto il numero notevole di campioni elencati nelle cartine e nella tabella delle paragenesi. D'altro canto queste rocce mostrano più variabilità nelle associazioni mineralogiche, anche perchè si tratta di rocce di transizione alle metapeliti. Si è già fatto notare che per le rocce del tipo granitico e quelle a porfiroblasti la classificazione è sicura sul terreno. Dubbi sorgono invece per gli gneiss a granati indifferenziati. In questi la presenza di felspatopotassico è verificata con sicurezza solo nell'analisi in sezione sottile.

Sono state preparate sezioni più spesse per facilitare l'individuazione di un'eventuale presenza di cordierite, mostrando questo minerale tipiche macchie brunastre solo in tali sezioni. Non è però stato possibile identificare alcuna traccia. Gli alumosilicati appaiono raramente e sono presenti in associazioni di tipo metapelitico che raramente contengono felspatopotassico.

Le paragenesi con granato sono state differenziate in una cartina (fig. 6.). Essa ne evidenzia la localizzazione all'interno del complesso metapelitico, negli strati della parte superiore della regione sulle pendici orientali dello spartiacque. Più precisamente, le rocce che contengono oltre al felspatopotassico il granato come minerale accessorio sono concentrate presso le serie carbonatiche. Allorquando confinando direttamente con queste o sono intercalate nei calcescisti, si arricchiscono di cristalli di Schörl (=tormalina nera), granati di forma ovoidale che si trovano comunemente inclusi negli gneiss e scisti micacei a plagioclasio.

Fig. 6 Localizzazione delle rocce a felspario potassico a grana indifferenziata contenenti granato



Confrontando gli gneiss a plagioclasio con gli gneiss a feldspato potassico, sulla base delle paragenesi mineralogiche caratteristiche espresse nelle rispettive tabelle, si nota che nei primi minerali aluminosilicatici formano una fase comune. Nelle rocce a feldspato potassico invece, i minerali aluminosilicatici appaiono solo eccezionalmente e per lo più in una tessitura a fine alternanza di straterelli a feldspato potassico senza aluminosilicati, con straterelli composti da plagioclasio, granato e aluminosilicati, ma senza feldspato potassico.

Oltre alle rocce omogenee descritte, si riscontrano affioramenti con una fine alternanza di sottili strati scuri e strati più chiari: sono gneiss listati a bande chiaro-scure disposte parallelamente. Se queste però si intercalano o mostrano tessitura fluidale si parla di migmatiti. Gneiss listati affiorano per esempio sopra Benso e Maruso, sotto l'Alpe di Garerescio, inoltre nella zona dell'Alpe di Gravo in Val Cresciano e ancora sopra l'Alpe di Memo e specialmente nella valle tra Memo e Buseno.

Queste rocce permettono di riconoscere ottimamente le pieghe poiché l'alternanza di strati evidenzia le strutture che in rocce omogenee, pur essendo comunemente presenti, sono meno facilmente visibili. Vere e proprie migmatiti - ossia rocce dove le fasi leucocratiche formano panneggi fluidali con gli straterelli melanocratici - sono rari nella regione. Una zona migmatitica bene sviluppata si trova alla deviazione della strada per Castaneda, dal tronco principale della Val Calancapoco sopra Grono. Poiché l'orientazione geometrica e la sequenza della cristallizzazione mineralogica in rapporto alle fasi tettoniche si differenzia dal resto degli affioramenti, le strutture delle migmatiti sono descritte nel capitolo dell'analisi strutturale.

Vene pegmatitiche discordanti e con cristallizzazioni a grana grossa sono un'eccezione e sono concentrate negli gneiss granitici tra Claro e Cresciano. Casasopra (1939, pg. 491) e Taddei (1938) ne descrivono alcune.

Nelle regioni tra Claro, Castione e San Vittore sono rare e mostrano grandi cristalli con uno sviluppo fino a 5-10 cm di quarzo, feldspato potassico e plagioclasio, come pure aggregati di muscovite e biotite, qualche granato e tormalina. Quest'ultima mostra in sezione una struttura zonale di colore blu-verde a differenza dalle tormaline brune contenute nelle rocce.

Alcune pegmatiti tagliano in discordanza le rocce a feldspato potassico della zona tra Lotan e Giova come pure le unità confinanti a nord di questa. Le pegmatiti sono incluse nella tabella della paragenesi degli gneiss a grana indifferenziata, anche di colore chiaro, a grana media e relativamente povere di miche. Però queste ultime sono ben disposte su piani conferendo alla roccia una scistosità discretamente sviluppata.

Probabilmente le pegmatiti documentano una fase magmatica nella formazione dello zoccolo cristallino ercinico e sopportarono la tetto-genesi alpina (dislocazione e sovrapposizione delle coltri) senza subire grandi modifiche petrografiche.

La ricristallizzazione parziale delle miche è una conseguenza della metamorfosi alpina, tuttavia anch'esse sono spesso deformate in conseguenza di una fase tettonica tardiva.

In analogia alle osservazioni fatte sulle rocce metapelitiche, la ripiegatura in posizione verticale nella zona meridionale del terreno, con graduale passaggio alla posizione orizzontale verso nord, fu successiva alla formazione delle caratteristiche fasi paragenetiche.

Un'ultima osservazione va fatta per i noduli di quarzo contenuti nel complesso degli gneiss omogenei con feldspato potassico. Essi sono meno comuni che nelle metapeliti e non contengono granati e aluminosilicati.

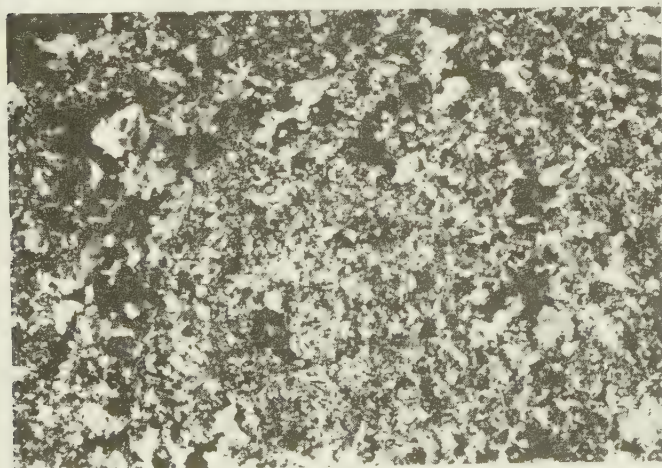
2.2.3.4. Rocce intensamente tettonizzate.

Nella zona a sud di Giova, sul fianco occidentale della faglia che taglia le rocce della regione con una dislocazione ragguardevole, giace un affioramento singolare per aspetto e composizione. Esso rappresenta un'eccezione in quanto forma un corpo lenticolare quasi privo di scistosità.

L'osservazione macroscopica fa intravedere una massa grigio-verde chiara e finissima, attorno a cristalloclasti e brandelli di roccia poveri di miche, (del tipo 2.2.3.1.).

Nelle sezioni sottili si nota che la massa è composta da piccoli cristalli e che i più grossi sono indisturbati con margini idioblastici, indicando ricristallizzazione. (v. fig. 7.)

Fig. 7 : Microfotografia del campione (nr. 133 in fig. 2 e 3)



Nicols incrociati

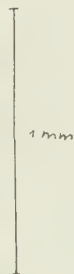


Fig. 8a

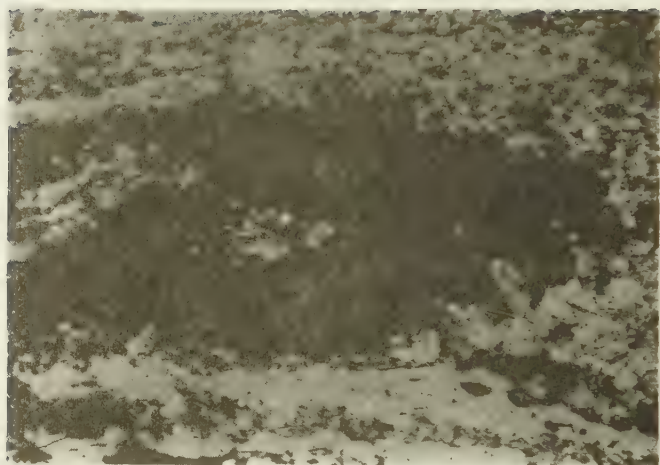


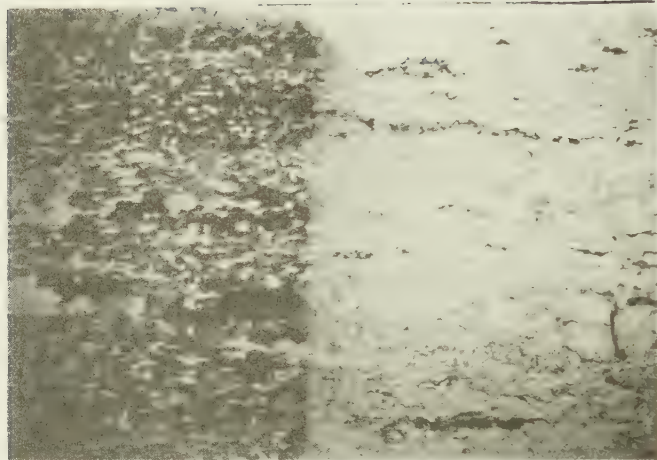
Fig. 8b



Fig. 8c

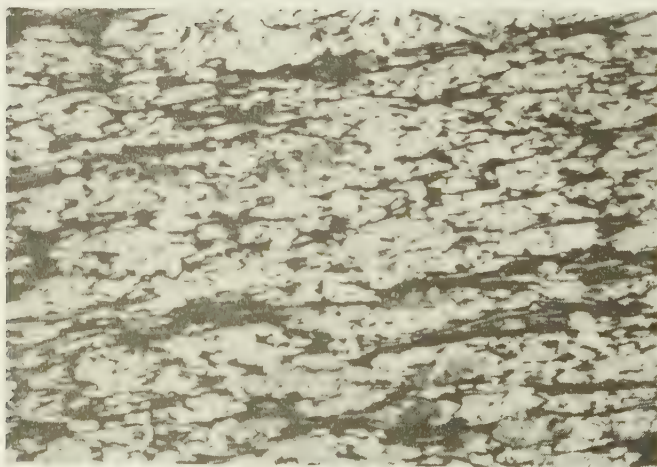


Fig. 9a



vacuum

Fig. 9b



vacuum

Commento delle micro- e fotografie.

Fig. 8a e 8b: Microfotografie del campione 907

- a. Analizzatore disinserito
- b. Nicols incrociati

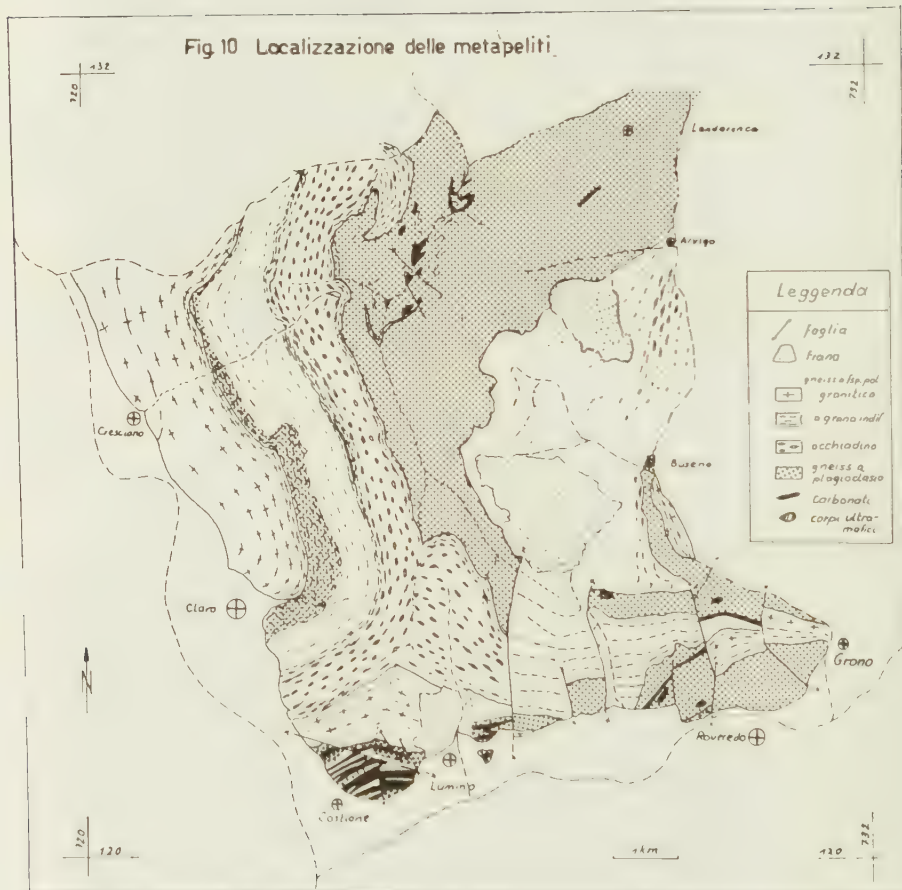
Descrizione: parte di Flaser nella zona sotto al lago di Canee: la coloratura differenziata tinge di giallo il felpato potassico. Nella foto b. si evidenzia la scomposizione della Flaser in un gruppo di grani a felpato potassico. Questi sono a loro volta composti da "Subgrains" con una orientazione ottica molto simile.
Luogo: Valle Cresciano a nord di Ruscada, nel letto del fiume.

Fig. 8c: Si denota al centro un megablasto occhiadino con boudinaggio della matrice circostante e tendenze alla formazione di "Pressure shadows" alle due estremità. Gli altri porfiroblasti sono più piccoli e più deformati.
Si nota la formazione di strutture fluidali attorno ai porfiroblasti e anche una zona milonitica associata a uno strato con shearing. Il quadro è molto simile a quello delle miloniti calcaree (per es. foto 77). Nello gneiss non abbiamo cataclasti ma porfiroblasti antecedenti la fogliazione.

Fig. 9 Microfotografie in sezioni tinteggiate (foto grafate con soffietto)

- a. Campione : coloratura differenziata dalla sezione sottile
bruno cupo: felpato potassico
bruno chiaro: plagioclasio
bianco: quarzo
i cristalli scuri nella parte non tinta della sezione sono: biotite, minerali metalliferi.
- b. Campione : Felpato potassico a grana indifferenziata
gneiss a due miche ($Bi > Mu$); Felpato potassico
componente secondaria/accessoria.

Fig. 10 Localizzazione delle metapeliti.



2.3. LE ROCCE A PLAGIOCLASIO (METAPELITI)

2.3.1. LOCALIZZAZIONE

Le rocce sono caratterizzate nella composizione da quarzo, plagioclasio, miche, con aggiunte variabili di aluminosilicati e granato. Si estendono in unità litologiche ben definibili nella carta geologica. La massa principale forma il tetto degli affioramenti, per poi scendere, a causa della particolare giacitura, a occupare buona parte del fianco orientale e sudorientale della catena montuosa (v. carta e profili geologici allegati, I. e III. e fig. 10). Lo stesso tipo di roccia è pure presente quale intercalazione nei marmi e calcescisti della serie di Castione. Inoltre forma la separazione delle unità tettonicamente più profonde, ossia si inserisce tra gli gneiss granitici della Riviera e gli gneiss sovrastanti e tra quest'ultimi e la massa degli gneiss occhiadini. Questa situazione è illustrata dalla fig. 11, che localizza i principali campioni analizzati in sezione sottile e le loro paragenesi caratteristiche. La loro distribuzione illustra l'importanza delle rocce nel contesto litologico generale. I campioni rappresentativi furono scelti tra un numero di circa 400, raccolti sul terreno secondo il loro interesse petrografico fissato dal criterio della presenza di aluminosilicati nelle sezioni sottili.

2.3.2. TIPOLOGIA DELLE ROCCE

La scelta delle paragenesi ad aluminosilicati è stata dettata da considerazioni di carattere teorico. Questo gruppo di minerali e le loro relazioni di fase sono state oggetto di approfonditi studi teorici e sperimentali, che ne hanno dimostrato l'utilità quali indicatori delle condizioni di pressione e temperatura esistenti al momento della loro formazione.

Le serie analizzate furono chiamate nei lavori classici di Paul Niggli, Preiswerk (1936) ecc. "gneiss bruni ticinesi" poichè macroscopicamente presentano alterazioni superficiali di colore bruno ruggine. Uno studio dettagliato della loro composizione mineralogica ha richiesto l'analisi microscopica in sezione sottile, essendo le componenti di grana da fine a media. Queste analisi mostrano a livello regionale variazioni di composizione sia attraverso il profilo, come pure lungo la stessa unità, parallelamente alla giacitura. L'esame microscopico permette inoltre di definire i rapporti reciproci di contatto ed eventuali trasformazione dei singoli minerali.

Nelle metapeliti si differenziano le seguenti varietà di roccia:

- a. gneiss plagioclasio e biotite con o senza muscovite dalla scistosità tendente a micascisti.
- b. micascisti contenente granato.
- c. gneiss del tipo a., e micascisti del tipo b., contenenti distene e sillimanite oppure un'unica modificazione di Al_2SiO_5 .
- d. noduli, piccole o medie concrezioni e grandi lenti di quarzo, plagioclasio e miche.

e. formazioni del tipo d., ma con l'aggiunta di modificazioni aluminosilicatiche

Le rocce del tipo a. e del tipo b. non sono state differenziate dalle altre nella carta geologica poichè ciò richiederebbe un'analisi di laboratorio. Inoltre anche dove la presenza delle fasi caratterizzanti gli altri tipi è riconoscibile nel terreno, a occhio o con l'ausilio della lente, la variazione avviene in modo irregolare. In particolare la variazione mineralogica è a volte perpendicolare e a volte parallela alla giacitura. La stessa è indicata dalla scistosità, ossia dall'orientazione geometrica planare delle miche e dei cristalli di quarzo e feldspato appiattiti. Quest'assetto non rappresenta però necessariamente una giacitura primaria di sedimentazione, ma piuttosto una geometria mineralogica dovuta alla ricristallizzazione metamorfica. Nel caso di una geometria di sedimentazione sarebbe probabile una costanza di composizione, che avrebbe origine nella formazione del deposito.

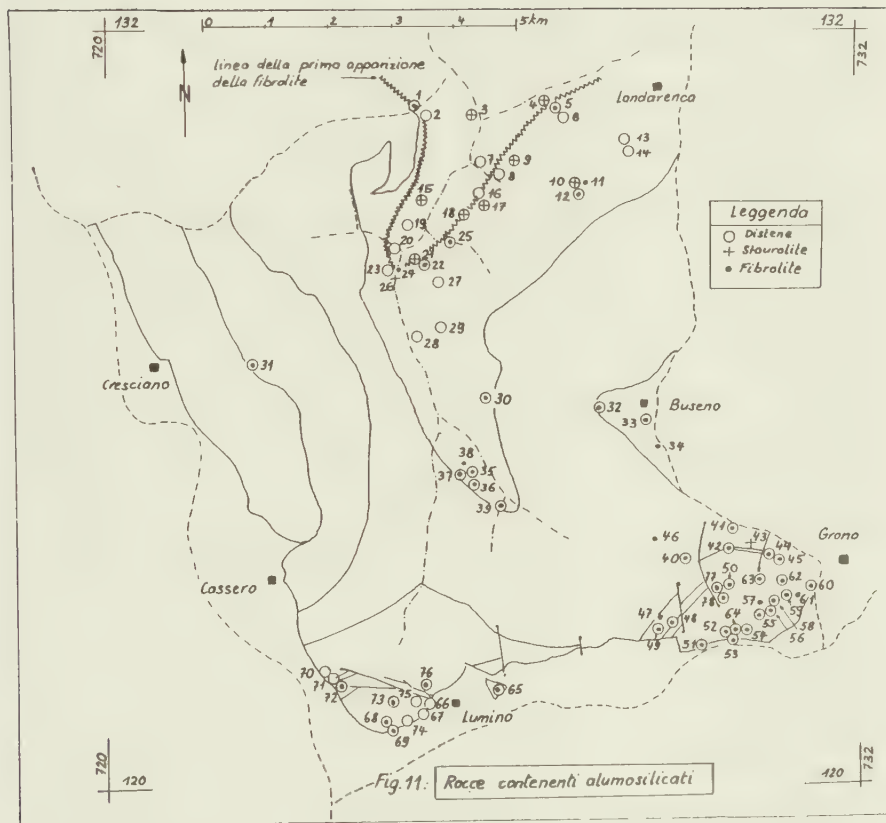
L'analisi delle rocce del tipo a. e b., formanti la maggioranza degli affioramenti, non sarà approfondita poichè la loro composizione mineralogica non contribuisce alla valutazione dei parametri di pressione e temperatura caratterizzanti la metamorfosi.

I micascisti del tipo c. sono caratterizzati dalla presenza di aluminosilicati. Ricorrono quantitativamente in modo notevolmente inferiore rispetto alle rocce già descritte, ma sono comuni e abbastanza regolarmente distribuiti nella regione, come ci mostra la fig. 11. Le paragenesi descritte nella tabella (fig. 12) raccolgono le osservazioni microscopiche di una o più sezioni sottili eseguite attraverso queste rocce. I campioni più significativi sono disegnati nella fig. 11. Benchè le rocce contenenti granato siano differenziate da quelle con aluminosilicati, si nota statisticamente una certa tendenza ad apparire simultaneamente: i due tipi tendono ad associarsi nel terreno. Inoltre le lenti di quarzo contenenti aluminosilicati si trovano incluse in scisti e raramente in rocce del tipo a. .

Concrezioni e lenti di quarzo sono molto caratteristiche in tutte le metapeliti del lepontino. Se ne differenziano due tipi diversi dalla rispettiva composizione mineralogica:

- a. contenenti quarzo (50-90%), plagioclasio (10-30%), miche (1-10%), minerali accessori (meno del 5%); tormalina, clorite, granato, minerali metalliferi, apatite e rutilo (rocce d.).
- b. contenenti quarzo (5-80%), plagioclasio (10-50%), granato (0-10%), aluminosilicati (1-40%), miche (5-10%), minerali accessori come sopra (rocce e.).

Caratteristica importante di queste ultime è la presenza di almeno due e sovente di tutte e tre le possibili modificazioni di aluminosilicati e la loro quasi esclusiva presenza nelle rocce del tipo d. .



Paragenesi delle metapeliti con alumosilicati Figura 12

TABELLA	NR.	CAMPIONE	NR	Luogo di provenienza	Quarzo	Plagioclasio	Feldspato potassico	Biotite	Muscovite	Distene	Fibrolite	Andalusite	Staurolite	Granato	Formalina	Titanite	minerali metal	Rutilo	Apatite	Clorite	Saginite	osservazioni
1	933a	Alpe Gravo			●●	●	●	●	○	△				○			X		X			Gran. e dist. localm. ●
2	933b				●●	●	●	●	○	△				○			X		X			
3	708	Mottone			●●	△	●	X	△					△	△		X		X			Esp. pot. in bande
4	704				●●		●	X	△					○	△		X		X			
5	702	Mottone / Landarenca			●●	○	●	●	○	X				○	△		X	X	X	X		Distene metab. (fig. 15)
6	701				●●		●	●	○	X				○	△		X	X	X	X		
7	461	Rossiglione			●●		●	●	○	△				X			X	X	X	X		
8	452				●●		●	●	○	△				X			X	X	X	X		
9	450				●●		●	●	○	X				X			X	X	X	X		prime nucleaz. di Fibr. (fig. 10)
10	464				●●		●	●	○	X				△	△		X	X	X	X		x fig. 18
11	470	Cant			●●		●	●	○	△							X	X	X	X		
12	471				●●		●	●	○	△							X	X	X	X		
13	481	Cant / Landarenca			●●		●	●	○	△							X		X			
14	482				●●		●	●	○	X							X		X			
15	944	Simidi / Tor Rosso			●●	○	●	●	○					X	△		X	X	X	X		
16	717				●●		●	●	○					X	△		X	X	X	X		
17	714	Conca di Stabvedro			●●		●	●	○					X	△		X	X	X	X		
18	723				●●	X	○	●	X					X	△		X	X	X	X		
19	939b	Tor Rosso ovest			●●		●	●	○					X	△		X		X		○	
20	918				●●		●	●	○					X	△		X		X			
21	917a	P. Claro est			●●		●	●	○					X	△	X	X	X	X			
22	917b				●●		●	●	○	X				X	△	X	X	X	X			
23	716b	P. Claro sud			●●		●	●	○					X	△	X	X	X	X			bordo di lente 17 (fig. 23)
24	744				●●		●	●	○					X	△	X	X	X	X			
25	300	Stabvedro / Memo			●●		X	△	X					○		X	X	X	X	○		bordo di lente
26	740				●●		●	●						○		X	X	X	X	○		
27	733	Memo			●●		●	●	○					X			X	X	X			
28	737				●●		●	●	○					X			X	X	X			distene a strati ●
29	729	Claro / Molinera			●●		●	●	○					○			X	X	X			
30	750				●●		●	●	○	△				○			X	X	X			
31	-	Carnace			●●	○	●	●	○					X			X	X	X			diss. Casasopra
32	745				●●		●	●	○					△			X	X	X			
33	437	Buseno			●●		●	●	○					X			X	X	X	X		
34	439				●●		●	●	○					X			X	X	X	X		
35	925	Bregaldone / Martium			●●		●	●	X	○				X	○		X	X	X			Dist. metastab. → Musc.
36	927				●●		●	●	○					X			X	X	X			
37	923				●●		●	●	X	X				X	△		X		X	X		
38	924				●●		●	●	○					X			X		X	X		
39	922	Giova / Bregon			●●		●	●	X	○				X			X		X	X		noduli di Fibr
40	872				●●		●	●	X					○	X		X		X	X		
41	442	Giova nord			●●		●	●	X	○				X			X		X	X		
42	871				●●		●	●	○								X		X			rilev. stradale F. Keller
43	-	Giova est			●●		●	●	○					△								
44	405				●●		●	●	○					X			X		X	X		
45	404	Prepianth			●●		●	●	○					X	X		X		X	X		
46	980				●●		●	●	○					X			X		X			
47	193	S. Vittore / Lotan			●●		●	●	X	○				X	X		△	X	X	X		Fibr. in spessi aghi
48	391				●●		●	●	X	○				X			X		X	X		
49	693	Lotan			●●		●	●	○					○			X		X	X		
50	671				●●		●	●	X	○				X	X		X		X	X		

Paragenesi delle metapeliti con alumosilicati
Figura 12

[illegible]

2.3.3.1. INTRODUZIONE

ALUMOSILICATI.

2.3.3.1. Introduzione

La cartina (fig. 11) indica i luoghi ove affiorano i campioni scelti per illustrare le variazioni paragenetiche. Queste sono elencate in modo dettagliato nella tabella (fig. 12). La fig. 11 contiene raffigurati simbolicamente, i minerali indicanti i parametri principali dei processi orogenetici di deformazione e di cristallizzazione.

Si notano le seguenti interdipendenze:

- a. Le rocce ad alumosilicati contengono sempre granato (almandino) quale minerale secondario (5-10%) o accessorio (1-5%). Le rarissime eccezioni sono da considerarsi accettabili nei casi dove è stata fatta una sola sezione sottile. La presenza del granato è una fase normale in una composizione chimica da attribuire a un edotto pelitico contenente argilla.
- b. In tutta la regione studiata le modificazioni di alumosilicati presenti nella roccia sono il distene e la sillimanite, quest'ultima nella varietà fibroso-aghiforme è detta fibrolite. Spesso questi due minerali coesistono nella stessa roccia. Il distene appare isolato, negli strati tettonicamente più alti e siti a nord lungo lo spartiacque del terreno. Verso sud appare la fibrolite, che diventa sempre più dominante. I singoli cristalli diventano gradualmente più grossi raggruppandosi in ammassi feltrosi, e finiscono per prevalere anche quantitativamente; le dimensioni dei noduli aumentano verso sud (v. fig. 17). I cristalli di distene provenienti dalla parte settentrionale del terreno sono meglio formati (idioblasti). Procedendo verso sud si nota come essi tendano a trasformarsi progressivamente in muscovite e ad assumere una struttura corrosa, fatto indicante l'accentuarsi della instabilità di questa fase. L'andalusite non è presente nel corpo principale delle rocce ma solo nelle lenti di quarzo incluse nelle stesse. La staurolite è una componente abbastanza eccezionale e diminuisce verso sud: ciò è conforme alle curve di stabilità della staurolite pubblicate da Niggli (1960). I mica-scisti ricchi di distene e staurolite, famosi nella regione del Pizzo Forno (Val Chironico) descritti per es. da F. Keller (1968) bene sviluppati anche nella zona dell'Alpe di Boggio (Soazza in Val Mesolcina) studiati da Kündig (1926) appaiono nel terreno solo eccezionalmente. Nella parte alta del terreno affiora uno strato di poca consistenza contenente stauroliti corrose che forse ne attestano l'instabilità (v. fig. 13).

2.3.3.2. Descrizione delle singole fasi mineralogiche contenute nei micascisti alumosilicati.

Le descrizioni dei minerali si fondano sull'osservazione delle sezioni sottili.

Il quarzo forma dei cristalli allungati e appiattiti, orientati parallelamente, conferendo in tal modo una certa scistosità alla roccia. Data la sua presenza e la sua dominanza quantitativa, esso forma

lo scheletro della tessitura, mentre tutti gli altri minerali sono riempitivi. L'estinzione ondulosa dei singoli cristalli, come pure la figura di interferenza leggermente biassiale, indicano una cristallizzazione sintettonica. Anche la presenza di "subgrains", molto frequente, rafforza tale interpretazione. Una generazione di quarzo più recente è associata ai noduli di fibrolite.

Il plagioclasio contribuisce con il quarzo all'ossatura leucocratica della struttura cristallina. La composizione tipica è quella di una andesina-labradorite, contrariamente ai plagioclasii notevolmente più basici presenti nelle paragenesi carbonatiche. Raramente nelle metapeliti si osservano due generazioni di plagioclasii. Questo fenomeno è invece abbastanza comune nelle anfiboliti intercalate nella stessa unità tettonico-litologica (v. fig.64). Si possono distinguere nei rari casi di apparizione simultanea una fase di plagioclasio "normale" andesitico-labradoritico in prevalenza quantitativa, e una fase d'eccezione che si manifesta con dei porfiroblasti dalla struttura a setaccio conglobanti inclusioni ovoidali prevalentemente di quarzo ma anche di altri minerali. Questi sono interpretati come rimanenza di una fase più antica e probabilmente riflettono una tessitura interna relittica, poiché queste inclusioni sono diverse, sia per composizione che per orientazione, dalla matrice che avvolge i porfiroblasti.

Il felspatho potassico appare raramente nelle rocce pelitiche e solo dove sono alternate o in diretto contatto con unità litologiche macroscopicamente diverse, cioè con gneiss occhiadini oppure con gneiss aplitico-biotitici a grana medio-fine, talvolta confondibili con le serie metapelitiche. In ogni caso, a differenza di quest'ultime, sono povere di alluminio, non presentando mai associazioni di aluminosilicati e di granato. La loro composizione chimica corrisponde a quella degli gneiss occhiadini. Le sezioni sottili furono trattate in laboratorio in modo da differenziare i felspati. Questo permise di evidenziare:

- piccole differenziazioni antipertitiche di ortoclasio nei cristalli di plagioclasio,
- piccoli granelli di ortoclasio disposti negli spazi intergranulari della tessitura della roccia (fenomeno raramente riscontrabile e interpretabile come indicazione di una fase tardiva).

La biotite forma cristalli fogliati, laminari, di 2-5 millimetri di estensione. Nella sezione sottile hanno colore rosso-bruno e contengono titanio. Nella roccia sono disposti in fini straterelli melanocratici determinandone la scistosità. Questa proprietà permette di separare scaglie sottili, consentendo di sfruttarle come lastre per il rivestimento di edifici. Al microscopio si nota che i cristalli di biotite sono perlopiù piegati, per cui si deduce che la loro crescita avvenne prima ed eventualmente anche durante una forte fase di deformazione. La disposizione lineare dei cristalli è pure un argomento a favore di una crescita sintettonica. Tale lineazione coincide con l'asse di allungamento dei porfiroblasti di ortoclasio nell'unità inferiore, come pure con l'orientamento dei cristalli di orneblenda nelle anfiboliti. Si può notare talvolta negli individui di biotite deformati, una parziale ricristallizzazione, ove però

le parti ricristallizzate mostrano un'estinzione regolare. Si notano pure cristalli pre-tettonici con deformazioni del tipo "kink-bands". L'osservazione delle biotiti assume un particolare rilievo poichè questi cristalli sono il luogo di nucleazione delle fibroliti. Le biotiti sono di regola fresche e inalterate. Talvolta appare una trasformazione in clorite limitata a zona di faglia e di deformazione tardiva, accompagnata da circolazione di fluidi. Queste cloriti prodotte dall'alterazione della biotite contengono il titanio fissato in segregazioni di rutilo sotto forma di aghi sagenitici.

La muscovite è complessivamente meno abbondante della biotite ma può anche dominare localmente. Specialmente nei micascisti si osservano arricchimenti laminari di muscovite e biotite cresciuti in stretto contatto reciproco. La muscovite è deformata in modo simile alla biotite. Di regola forma cristalli più piccoli senza ricalcare l'elongazione così tipica e pronunciata delle biotiti. Una generazione più recente di muscovite è legata al distene. Si tratta di un rimpiazzamento graduale fino alla completa pseudomorfosi. Sono chiaramente post-tettoniche perchè non sono deformate e non si sottomettono alla disposizione geometrica della generazione precedente.

Questo fenomeno che si accentua da nord verso sud, raggiunge nella parte meridionale del terreno uno sviluppo tale da formare grossi cristalli di muscovite con la struttura che ricalca quella originaria del distene, del quale conserva ancora piccoli granelli relittici nell'interno. Questi hanno tutti la stessa orientazione ottica, per cui appartenevano in origine ad uno stesso individuo.

Per la staurolite, nella regione esaminata dovevano esistere delle condizioni di temperatura e di pressione al limite superiore del suo campo di stabilità. Questo è comprovato dall'osservazione che nonostante si riscontri nella roccia un chemismo complessivo, tale da non escluderne la formazione, la staurolite appare raramente e solo nella parte settentrionale degli affioramenti. Per es. presso Rossiglione si trovano scisti paragonitici a distene e staurolite del tipo di quelli famosi negli affioramenti del Pizzo Forno. Verso sud la staurolite appare solo in piccoli grani più o meno corrosi e relittici o come inclusione xenomorfa in porfiroblasti di granato e eccezionalmente di distene. Essendo queste due fasi mineralogiche di formazione pre- e sintettonica, la staurolite è da considerare ancora più vecchia. Ciò conferma l'impressione generale che la metamorfosi iniziale regionale sia meno forte di quella alpina principale, la quale modificò la mineralogia formando nuove paragenesi. La staurolite diventò instabile e in seguito sparì come componente importante della roccia, rimanendo -in rari esempi- quale componente residuale inclusa sotto forma di relitti inclusi nel granato, che crebbe invece lentamente sotto l'influsso delle nuove condizioni. Nella tabella delle paragenesi (fig. 12) e nella relativa carta (fig. 11), sono elencate due descrizioni di ritrovamenti di staurolite nella zona di Roveredo, citate nei lavori di Kündig (1926) e di Keller (1968). Sono ambedue descrizioni non precisate e che ad ogni modo rappresentano delle eccezioni. Perciò i limiti di stabilità di fase della staurolite coincidono pressapoco con l'apparizione nelle rocce della fibrolite.

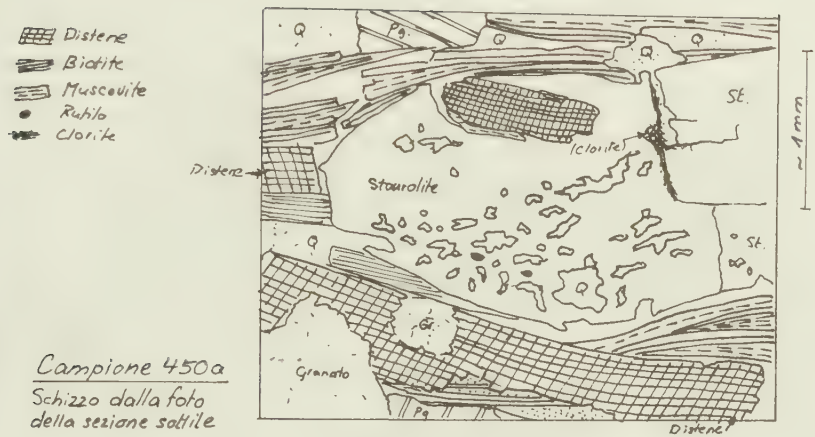
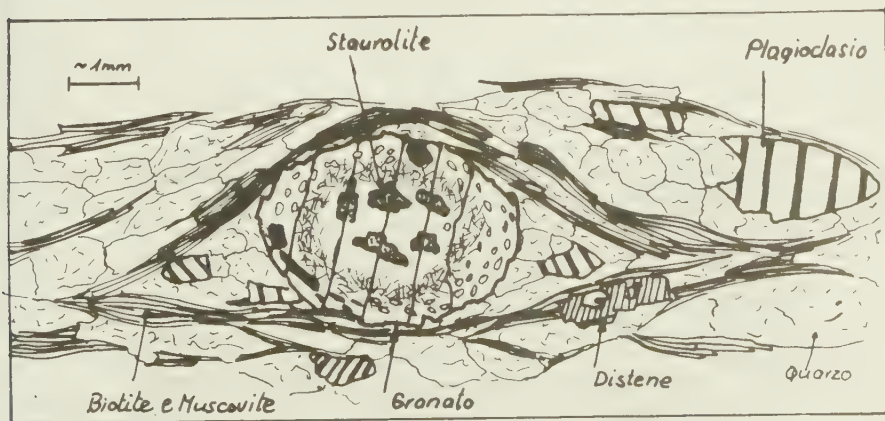


Fig. 13: Staurolite corrosa, ma non deformata con attorno distene e miche piegate.

Fig. 14: Grani relittici di staurolite conservatisi nel nucleo di un porfiroblasto di granato. I grani di staurolite hanno la stessa orientazione ottica. Il granato ha inclusioni zonari. La sfaldatura è perpendicolare alla foliazione della roccia.



Una zona di aghi di rutilo? è esterna alla staurolite. Le inclusioni più esterne sono composte di quarzo » plagiocl. » mica.

Fig. 15a) microfotografia del campione 100. Un singolo cristallo di distene (separato in pezzi con la stessa orientazione relativa).

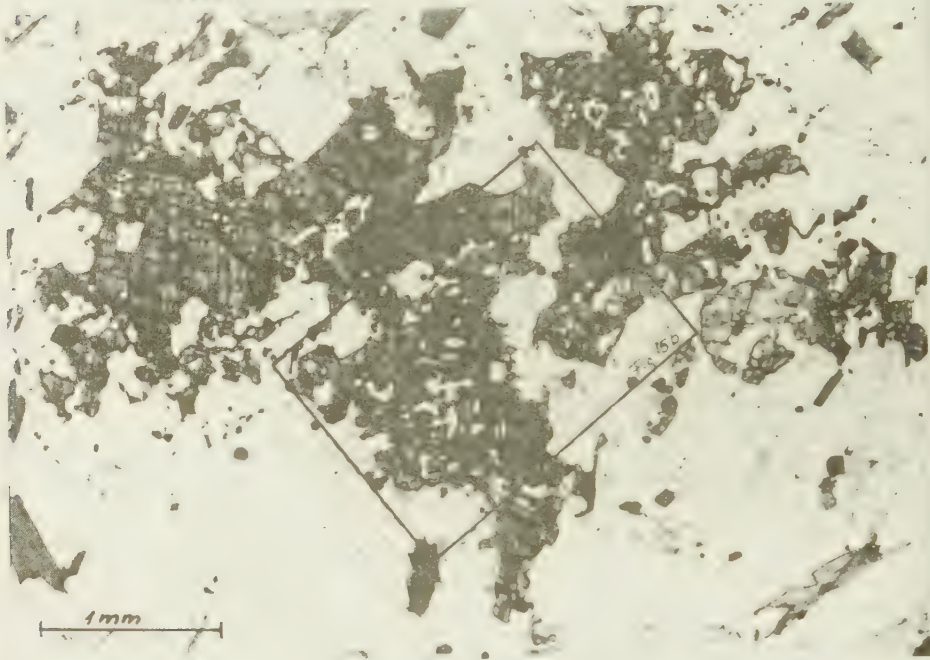


Fig. 15b) dettaglio di a. (con nicols a 45°). Si evidenzia la corrosione del cristallo e le inclusioni.



Descrizione del campione 450 a (v. fig. 13): lo schizzo della sezione sottile esemplifica un cristallo di staurolite, idioblastico, con inclusione di distene. Questi mostra un'estinzione ondulosa e una parziale alterazione di muscovite. La staurolite include inoltre grani isometrici di quarzo e tracce di biotite, minerali metalliferi e di rutilo (dal colore giallo-miele) come pure di clorite disposta lungo piccole fessure.

Descrizione della sezione sottile 464 b (v. fig. 14) : il granato allinea inclusioni in modo zonare, disposte concentricamente. Nel nucleo sopravvivono grani relittici di staurolite, separati tra loro ma con la stessa orientazione ottica. I grani marginali mostrano un'estinzione leggermente diversa, perciò furono probabilmente corrosi e parzialmente rotati. La fascia mediana di inclusioni è occupata da innumerevoli piccoli aghi di rutilo. La zona più periferica del granato ingloba dei relitti ovoidali di quarzo e plagioclasio e piccole lamine isolate di biotite e muscovite. Il granato è fratturato da fagliette parallele tra di loro e formanti un angolo apparente di 72° rispetto alla tessitura granulare esterna al granato. Queste faglie sono occupate da un velo di clorite che frattura anche le inclusioni di staurolite, ma non attraversa il quarzo periferico. E' da pensare che la rottura del granato e la susseguente rotazione di circa 18° avvenne nel periodo tra la formazione delle inclusioni mediane e esterne.

Nella roccia si riconoscono i cristalli di distene come prismi allungati e piatti, incolori o di un colore verde-azzurrognolo sbiadito. L'asse maggiore dei prismi è orientato talvolta parallelamente alle lineazioni nelle biotiti, talvolta ha una disposizione aberrante, forse indicante un eventuale relitto di tessitura antecedente alla fase principale della cristallizzazione alpina. Questa è marcata dalle lineazioni delle biotiti e degli altri minerali formatisi contemporaneamente: orneblenda, cristalli allungati di ortoclasio ecc. Nei cristalli più grandi si riconosce la tipica suddivisione di clivaggio del distene. Nelle lenti di quarzo troviamo cristalli di distene dello stesso colore, listati talvolta di blu intenso. Nelle sezioni sottili queste parti hanno un pleocrismo molto pronunciato.

Analisi del campione 701 (v. fig. 15a e 15b): i disteni del campione hanno una pronunciata tessitura di instabilità (*Exsolutiongefüge*), marcata dalla superficie esterna del cristallo corrosa e complessa. All'interno si notano inclusioni ovoidali di quarzo, che si differenziano da quelle contenute nella matrice della roccia. Probabilmente si tratta di formazioni tardive, derivate dalla disaggregazione del distene. Da notare che una tale tessitura di instabilità è abbastanza sorprendente per l'alto livello tettonico della provenienza del campione (Landarenca, zona dei ripari dalle valanghe a quota ca. 2000 m).

Analisi del campione 402, sezione sottile b 2, (v. fig. 16): lo schizzo del dettaglio della sezione mostra la trasformazione di distene in muscovite e quarzo. Nelle vicinanze del distene crescono nidi di fibrolite. Questi si formano per crescita epitassiale in con-

tatto con la biotite -ossia nucleazione favorita dalla presenza della biotite- con distruzione parziale della stessa. Questa trasformazione ha quali residui cristalli ferrosi (ilmenite) e quarzo. L'ilmenite riutilizza per la sua formazione il titanio e il ferro provenienti dalle biotiti titanifere.

Il distene appare ripartito su tutta l'unità pelitica, ma poiché sia la quantità che la composizione chimica sono soggette ad una graduale variazione regionale, diventa un importante indicatore petrogenetico. Il distene è la componente mineralogica con le più spiccate deformazioni, assieme al granato, con la sua tessitura interna spesso elicistica indicante una rotazione durante la crescita. Se ne conclude che il distene rappresenta un prodotto iniziale della fase principale della metamorfosi, sotto condizioni di stabilità in tutta la regione studiata. Da nord verso sud i cristalli di distene si diversificano. Nella parte settentrionale hanno aspetto ben formato fino a idiomorfo, mentre verso sud assumono gradualmente una tessitura di corrosione che è indice di instabilità. I cristalli di distene perdono verso sud la tipica geometria formando delimitazioni ameboidali; parallelamente aumenta notevolmente la superficie del cristallo, finché alla fine -in corrispondenza con la parte meridionale degli affioramenti- rimangono ammassi relittici e xenomorfi di granelli separati tra di loro. Qui la loro origine comune è riconoscibile solo per l'identità dell'orientazione ottica e talvolta perché alla periferia dei relitti è possibile estrapolare l'originale bordo esterno del porfiroblasto alla periferia dei relitti. Parallelamente avviene di regola una crescente trasformazione da nord verso sud del distene in muscovite. Simili tessiture sono descritte da Dal Vesco (1953) nelle metapeliti del fianco occidentale della Riviera. Se ne può dedurre che inizialmente il distene era la modificazione del Al_2SiO_5 stabile e che gradualmente nel tempo e verso sud cambiarono le condizioni di metamorfosi.

La sillimanite appare nella roccia sotto forma di aggregati feltrosi di dimensioni varianti da singoli nuclei a noduli di 1 cm di diametro, cosicché si riconoscono nella roccia come una massa dal colore bianco latteo e dalla lucentezza filamentoso-sericea. Essendo sempre associata alle biotiti si cerca la fibrolite nel campione con l'ausilio della lente studiando gli aggregati di biotite. La cartina presa da Turner (1968) pg. 317 (originale Jäger - Niggli - Wenk 1960), è confermata dai rilievi del presente studio. Nella parte meridionale del terreno appaiono dapprima pochi e piccoli aghi di fibrolite cresciuti negli ammassi di biotite. Non si riconosce qui una trasformazione vera e propria, ossia una crescita della sillimanite a scapito della biotite, piuttosto quest'ultima sembra un substrato ideale di nucleazione della fibrolite. L' Al_2SiO_5 necessario alla sua formazione proviene dalla disaggregazione del distene. Analoghi fenomeni furono osservati e descritti da Chinner (1960) nella classica zona della metamorfosi regionale scozzese (zona Barrow). Egli descrive sezioni sottili simili a quelle della regione del Pizzo di Claro. (per es. campione 402 -v. fig. 16- ecc.).

Fig.16, campione 402

0,5mm

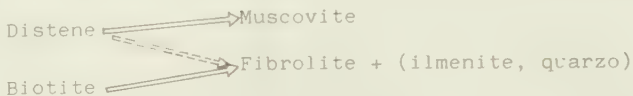


Leggenda:

- Ilmenite
-  Fibrolite
-  Distene
-  Quarzo
(nuova generazione
associata alla
trasformazione degli
allumosilicati)
-  Muscovite di
matrice
-  Muscovite secondaria
contenuta di
pseudomorfosi del
distene!
-  Biotite
-  Plagioclasio

Scendendo verso Roveredo, ossia spostandosi lungo la stessa unità tettonica, in direzione sud, si osserva la formazione di aggregati di sillimanite sempre più complessi: la fibrolite aumenta quantitativamente (aumento della dimensione dei noduli) e i singoli cristalli diventano più grandi (le sezioni trasversali di aghi di fibrolite mostrano il tipico clivaggio della sillimanite). In particolare appare evidente che la crescita della fibrolite è sempre legata alla biotite. Quest'ultima subisce una degradazione documentata da biotiti consunte, sbiadite e infine ridotte a relitti conglobati nella massa feltrosa dei noduli di fibrolite. In questi ultimi si accumula-

no nel centro i minerali metalliferi proveniente ovviamente dalle trasformazioni mineralogiche, riassunte nello schema seguente:



La fibrolite è un prodotto recente dovuto a una fase tardiva della cristallizzazione metamorfica alpina. Per l'analisi di questi processi di trasformazione ottimi esempi sono fissati nelle rocce contenenti noduli di fibrolite ("Faserkiesel") poichè in esse si trovano inclusi diversi stadi di crescita della fibrolite. Queste rocce sono particolarmente bene esposte nella zona di Roveredo-Carasole e lungo il primo tratto della nuova strada carrozzabile della Calanca presso Grono. Questi noduli (per es. campione 97) sono circondati da un orlo che ad occhio appare più scuro del nucleo fibrolitico. L'analisi microscopica mostra che si tratta di una cristallizzazione finissima di quarzo (ciò spiega il colore scuro nella roccia che è invece incolore nella sezione sottile). Questo fenomeno si differenzia nettamente dai noduli zonari descritti da H.P. Eugster (1970), formati da nuclei di sillimanite circondati da biotiti.

Nelle rocce analizzate nella zona di ricerca, il quarzo che circonda la fibrolite rappresenta una "fase d'avanguardia" della trasformazione. La fibrolite cresce da un nucleo residente di cristalli di biotite attorno a questi ultimi e percorre la via marcata dal quarzo, che è il fronte di soluzione dei minerali formanti la matrice della roccia. Le fibroliti dei noduli non oltrepassano il quarzo di recente formazione, il quale se nel suo corso di espansione incontra un cristallo di plagioclasio, dapprima lo evita, l'avvolge e poi probabilmente lo consuma.

Tale interpretazione è suggerita dal fatto che nei noduli non vi sono tracce di relitti di plagioclasio o di altri componenti del tessuto granulare della matrice originale, ad eccezione naturalmente dei residui di biotite.

Descrizione del campione 464 (v. fig. 18 e anche fig. 14 e relativo testo descrittivo): Il nodulo di fibrolite cresce in modo radiale occupando gli spazi intergranulari della matrice della roccia. Appare legato nel nucleo alla muscovite con la quale però non reagisce. Il distene giace nelle vicinanze del nodulo ed è ridotto a tre grani separati tra loro, ma appartenenti ad un cristallo unico parzialmente riassorbito (riconoscibile dall'orientazione ottica e dal clivaggio identico).

Per il resto la tessitura interna del distene non mostra "exolution" spiccata, osservazione spiegabile con il fatto che il campione proviene dalla regione dove le fibroliti cominciano ad apparire. Nello stesso campione si trovano cristalli di distene inalterati.

Schizzi schematici della crescita dei noduli di fibrolite.

da 0,5 a 5 mm

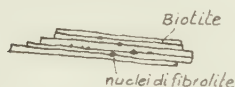
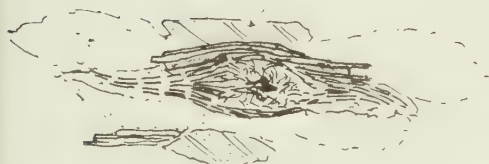


Fig. 17

a. Nucleazione epitassiale
(Chinner 1960)



b. Formazione di aghi disposti
in protonodulo.



c. Nodulo contenente biotiti
residue e con un sottile
strato di quarzo giovane
tra il nodulo e i minerali
della matrice circostante.



d. Fase avanzata di formazio-
ne di noduli (Faserkiesel).
Questo tipo appare solo
nella parte più meridionale
del terreno (v. fig. 19
e 30).



*Fig. 18 Nodulo
di fibrolite
(campione 464b)*

0,5
mm



Orientazione geometrica dei noduli di fibrolite.

I rapporti strutturali degli ammassi di fibrolite vengono illustrati con due esempi. Nelle due rocce la fibrolite sviluppa noduli ellissoidali allungati con rapporti assiali a:b:c ca. 2:1:5 con un limite maggiore 3:1:10.

L'asse maggiore c ha una dimensione variante da 1 mm a 1 cm.

Schizzi della disposizione dei noduli di fibrolite:

Fig.19a: campione 976

(Castione)

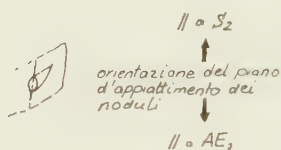
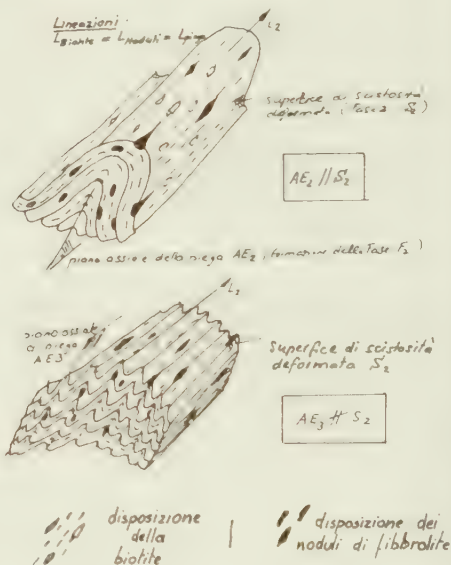


Fig.19b: campione 653

(Carasole)



Descrizione degli schizzi della figura 19:

I noduli del campione 976 giacciono paralleli al piano di scistosità. Trattandosi di una piega isoclinalle il piano di scistosità è sub-parallelo al piano assiale della piega. Le biotiti sono piegate. I noduli sono disposti parallelamente al piano delle miche, però non mostrano deformazioni, piuttosto sembrano che copiano solo la disposizione delle miche. I noduli del campione 653 sono invece paralleli al piano assiale, che coincide con il piano della fogliazione, divergendo sensibilmente dal piano di scistosità che in questa roccia è piegato. Le biotiti subiscono la deformazione della fogliazione, mentre i noduli di sollimanite si orientarono secondo le linee dettate da questa fase di deformazione. Non si vedono accenni di rotazione passiva nella posizione descritta, i noduli non mo-

strano segni di deformazione ad eccezione dell'elongazione marcata dall'asse c dell'ellissoide che può significare anche crescita preferenziale!

I due esempi descritti pur mostrando elementi geometrici diversi lasciano postulare la crescita dei noduli come fase tardiva, ad ogni modo, susseguente alla deformazione principale dell'orogenesi alpina.

Il granato forma comunemente cristalli isometrici o leggermente allungati, dal diametro variante da 1 mm a un massimo di 1-2 cm. All'osservazione macroscopica mostra individui bruni-rossastri freschi, ossia inalterati, ma ricchi di inclusioni. Nelle sezioni sottili si notano tessiture varianti da cristalli idiomorfi a cristalli ovoidali xenomorfi fino ad aggregati che si sviluppano nello spazio intergranulare delle altri componenti. Eccezionalmente appaiono granati senza nucleo ("Atollgranate"). L'analisi della sezione conferma un grande numero di inclusioni. Queste sono sovente disposte geometricamente secondo il piano cristallografico ideale del granato, ossia esaltandone una struttura interna idioblasta, pur avendo un limite esterno xenomorfo. Talvolta le inclusioni mostrano una tessitura sinoidale diversa dalla tessitura esterna. Alla descrizione della staurolite è stato aggiunto uno schizzo di un granato caratterizzato da inclusioni zonari (fig. 14).

I minerali che confinano direttamente con i porfiroblasti di granato denotano una deformazione locale dovuta ad una spinta di crescita e all'espansione di questi ultimi che incontravano i cristalli preesistenti, in particolare il distene e le miche. Il distene è spesso deformato anche nel resto della roccia, però al contatto con il granato il fenomeno è più accentuato. Si valuta questa osservazione come una ulteriore indicazione tendente a rafforzare l'ipotesi che, sia il distene che la staurolite (per le quali si osservano fenomeni simili) rappresentano le fasi mineralogiche più antiche della roccia.

Molti granati sono appiattiti parallelamente al piano di scistosità e includono, in special modo nelle zone periferiche, resti della matrice circostante. Questa può conservare la tessitura interna ellittica indicante una rotazione del cristallo contemporanea all'inclusione della matrice. La tessitura esterna al granato mostra spesso una ricristallizzazione del tipo solito a formarsi nei processi di "microboudinage" (si allude al "Druckschatten"). Queste varietà di forma e fenomeni provano che il granato ebbe una formazione lenta e continua che persistette fino alla fine della cristallizzazione del complesso. Le condizioni che resero instabile il distene non portarono invece a una instabilità del granato che approfittò anzi dei processi di trasformazione per la propria crescita.

La tormalina forma prismi trigonali dal colore marrone-scuro e dalla disposizione parallela al piano di scistosità. Perlopiù sono granelli piccoli riconoscibili solo nella sezione sottile. Dalla tabella delle paragenesi si denota una stretta associazione al granato, e di conse-

guenza anche al distene ed eventualmente staurolite e fibrolite. Anche nelle lenti di quarzo contenenti alumosilicati può essere comune e apparire talvolta anche in notevole quantità (per es. nel campione 351 - fig. 25 -). Nelle lenti di quarzo sembra legata ai margini esterni. Si nota pure una sua relativa abbondanza nelle lamine di micascisti intercalate alle rocce carbonatiche (per es. Castione/Lumino: campione 240 e 269). Nella sezione sottile appare di color bruno-oliva e mostra una struttura talvolta zonare. Questo minerale di Schörl si differenzia nettamente dalle tormaline presenti nelle pegmatiti di colore verde-blù in sezione sottile. Valutazione suggerite dall'analisi dei rapporti reciproci tra i diversi minerali delle metapeliti conducono alla conclusione che la formazione della tormalina è contemporanea alla fase principale e terminale della metamorfosi, esistendo sia cristalli deformati (che però di regola rappresentano l'eccezione) sia cristalli non deformati, cresciuti dopo la fase di deformazione.

Tra i minerali accessori sono da elencare le alterazioni tardive della biotite in clorite. La clorite rimpiazza in piccole quantità anche il granato. Questi processi di metamorfosi retrograda sono legati a fenomeni locali di deformazione tardive, principalmente lungo dei piani di frattura della roccia. Come prodotto secondario di questa alterazione troviamo inclusioni di ilmenite nella clorite e talvolta anche il rutile sotto forma di sagenite. L'apatite è una componente comune in tutte le serie descritte. Essa appare sotto forma di singoli cristalli xenomorfi, leggermente allungati e dispersi nella matrice delle rocce del terreno. Nelle biotiti si trovano talvolta aureole pleocroiche originate da grani di zirconio. Il rutile è incluso nel granato come già descritto sotto forma di aghi. Inoltre forma grani xenomorfi inclusi nel distene, dall'alto indice di rifrazione alla luce e di colore giallo-marrone.

2.3.4. DESCRIZIONE PETROGRAFICA DELLE LENTI INCLUSE NELLE METAPELITI.

2.3.4.1. Introduzione e tipologia.

Diversi autori si sono occupati di queste inclusioni: H.R.Wenk (1965) ha descritto l'orientazione geometrica degli assi cristallografici del quarzo, che è la componente principale; ultimamente H.H. Klein (1976) ne ha studiato la composizione mineralogica.

D'altro canto molti ritrovamenti sono dovuti a raccoglitori di cristalli, poichè queste concrezioni contengono "pezzi" da museo (per es. le collezioni di C. Taddei), che servono sia per la ricerca che per le scuole.

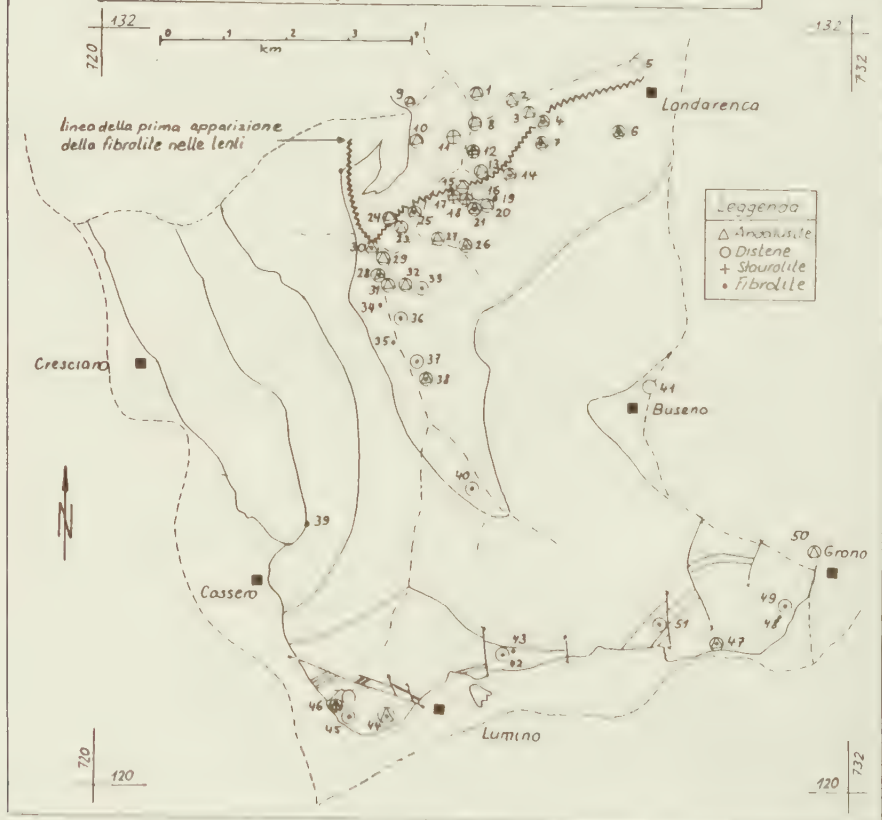
Paragenesi delle lenti incluse nelle metapeliti

Figura 20

Nota: le lenti senza campione si basano sulle osservazioni sul terreno

TABELLA	NR	CAMPIONE	NR	Luogo di provenienza	Quarzo	Plagioclasio	Felspario	polassuco	Biotite	Muscovite	Distene	Fibrolite	Andalusite	Staurolite	Granato	Tormalina	Titanite	minerali	metali	Rutilo	Apatite	Clorite	Saginite	osservazioni
1	LA			Bocchetta Piove/	■				X	●						X								v. fig. 24
2				Mottone	■	●			●	○	○	○												
3				Mottone/ Landarenca	■	●			●	○	○	○												
4		706			■	●		X	●	○	○	○			△	△		△						da Erdmannsdorfer
5				Landarenca nord	■	●			○	○	○	○						X	X	X	X			
6		480		Landarenca sud	■	●			○	○	○	○						X	X	X	X			
7				Rossiglione/ Cant.	■	●			○	○	○	○						X						
8				Mottone	■	●			X	○	○	○									△			
9				Pontesi	■	●			○	○	○	○												
10		930		Gravo	■	●		X	○	○	○	○										X		
11				Cima di Rossiglione	■	●		○	○	○	○	○		△										
12		351			X	●		○	○	○	○	○		●	X	△		X	X		X			v. fig. 25
13				Rossiglione sud.	■	●						X												
14		QX			△	●		○	○	○	○	X						X	X					
15		717			○	●		○	○	○	○	○				X		X		X				
16		715			■	●		X	○	○	○	○			○	○	X	X	X		X			
17		716		Conca di Stabvedro	■	●		○	○	○	○	○		△	○	X		X		X				v. fig. 23
18		722			X	X		○	○	○	○	X		○	○	△		●	X	X	X			
19		864			■	●		X	○	○	○	○						X	X	X	X			
20					△	●		X	X	△	△	△						X	X	X	X			v. fig. 31 a
21					■	●		X	X	X	△	○						X	X	X	X			
22		945		Simidi/ Cosinocc	■	●		○	○	○	○	○						X	X					
23		939			○	●		X	○	○	○	○			△		X	X	X	X				Andal. sericitizzata
24		935		Plan Bellasi	■	●		○	○	○	○	△				○	X		X		X			
25		942			■	●		X	○	○	○	△					X		X		X			
26				Stabvedro /	■	●		○	○	○	○	△				X		X						
27		918		Memo	■	●		○	○	○	○	○					X				X			
28		738			△	●		○	○	○	○	△									X			
29		733		Pizzo di Claro	■	●		X	○	○	○	△												
30				ovest	○	X		X	○	○	○	△												
31		742			○	○		X	○	○	○	○									X			v. foto fig. 31 b
32				Memo	○	○		△	○	○	○	○									X			
33					X	●		○	○	○	○	○					X		X		X			
34		151			○	●		○	○	○	○	△					X		X		X			
35		152		Filo di	○	●		○	○	○	○	△					X		X		X			
36		867		Molinera	○	●		○	○	○	○	X					○		X		X			
37		927			○	●		○	○	○	○	○						X		X		X		
38		868			○	●		○	○	○	○	X		△	X		X		X		X			v. fig. 31 c e 31 d
39				Monastero di Claro	○	●		○	○	○	○	○					X		X		X			
40				Bregoldone/ Martium	○	●		○	○	○	○	△					X		X		X			
41				segheria Buseno	○	●		○	○	○	○	○					X		X		X			
42		929		Monticello/	○	●		○	○	○	○	△					X	X						
43				Dro Alto	○	●		○	○	○	○	○					X		X		X			
44		449		Castione/ Lumino	○	●		X	○	○	○	○					X	X		X		X		v. fig. 26
45		885		cave di Castione	○	●		△	○	○	○	△	X				X	X		X		X		
46		886			○	●		○	○	○	○	△					X	X		X		X		
47		988		Roveredo/ Sassello	○	●		○	○	○	○	X			X		X		X		X			
48				Grano strada Cal.	○	●		○	○	○	○	○					X		X		X			
49					○	●		○	○	○	○	○					X		X		X			
50				Grano/ Nadra	○	●		○	○	○	○	○					X		X		X			

Fig. 21: Carta della distribuzione delle lenti contenenti aluminosilicati



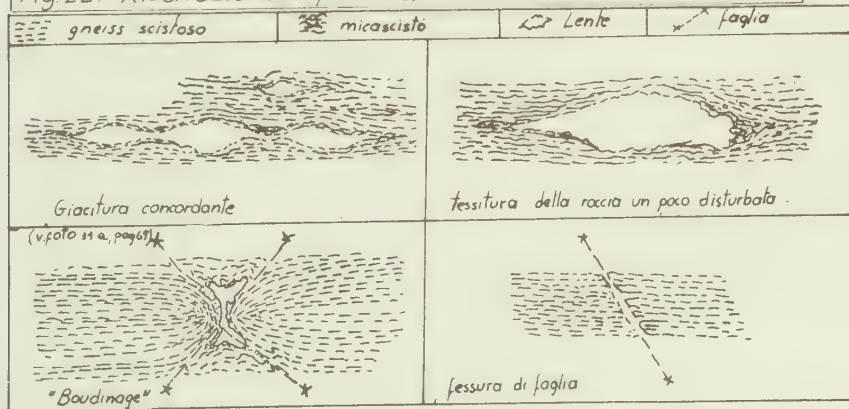
L'importanza scientifica di questi corpi rocciosi sta nel fatto che forniscono spunti utili a discutere la genesi delle rocce nel terreno in questione. Nel presente lavoro vengono messe in rilievo poichè contengono fasi mineralogiche assenti nella roccia, e perchè evidenziano le trasformazioni successive e di alcune fasi critiche, in particolare delle modificazioni negli aluminosilicati.

Sono stati raccolti circa 200 campioni in tutta la regione (v. anche fig. 31). I più significativi tra quelli analizzati in sezione sono stati tabellati nella fig. 20, e cartografati nella fig. 21. Nella tabella 20 alcune lenti portano le seguenti osservazioni: FB 5/112 riferendosi alla descrizione sul terreno, annotate nel libro degli appunti sul terreno, vol 5 - pg. 122 e non si presero campioni, cosicchè la paragenesi elencata risulta dall'osservazione macroscopica, "terreno" si riferisce pure all'osservazione macroscopica!

Come già discusso nell'introduzione le lenti trovate sul terreno vengono differenziate in due tipi a seconda della presenza o meno di paragenesi contenenti aluminosilicati. Sono considerate come concrezioni e perciò formano l'oggetto del presente capitolo le formazioni caratterizzate da:

- arricchimenti leucocratici della roccia. I minerali chiari prendono parte alla formazione in ragione del 70-90%.
- Tutti i passaggi, da una tessitura della lente concordante ad una discordante in rapporto alle rocce circostanti, trovano lenti disposte parallelamente alla tessitura della roccia, dalla quale si differenziano prevalentemente per la composizione della paragenesi e per le dimensioni delle componenti. Talvolta le strutture di deformazione (piani di piccole pieghe e di scistosità) e le lineazioni coincidono. Si trovano altresì lenti boudinate ed eccezionalmente lenti con strutture che interrompono la tessitura esterna. In un solo caso è stato notato un piano di faglia ricoperto con materiale dalla composizione mineralogica analoga alle altre lenti. Questo fenomeno è anormale, poichè questi piani discordanti sono occupati abitualmente da paragenesi diverse (albite, clorite, epidoto, zeoliti ecc.).
- Come ulteriore criterio restrittivo nel presente lavoro si ha limitato l'indagine alle lenti che annoverano la presenza di aluminosilicati.

Fig. 22: Illustrazione al punto b) : varianti di lenti osservate



2.3.4.2. Descrizione delle lenti contenenti alumosilicati

2.3.4.2.1. Introduzione

Nelle rocce del terreno affiorano concrezioni della grandezza variante da pochi cm³ ad alcuni m³. Sono state studiate in modo approfondito quelle contenenti alumosilicati, più significative per le interpretazioni petrogenetiche.

Dal paragone tra le paragenesi nelle lenti (fig. 20) e quelle nelle rocce circostanti (fig. 12) si nota che:

- a. il distene e la fibrolite sono presenti in entrambi.
- b. l'andalusite manca nelle rocce della regione come pure nel resto degli gneiss del Lepontino, pur essendo presente nelle lenti. L'unica eccezione finora nota di andalusite presente come componente di rocce è indicata nelle metapeliti della zona del lago di Caviglioglio, presso Maloja, ove però se ne mette in dubbio la formazione in età alpina.
- c. la staurolite, componente stabile e abbastanza comune delle rocce a nord, verso est sparisce. Nelle sezioni sottili studiate forma una componente rara equando è presente mostra tessitura relittica. Nelle lenti le osservazioni sopraccitate coincidono.
- d. sia il granato (almandino) che la tormalina (Schörl) sono comuni nelle rocce e nelle lenti. In quest'ultima i singoli cristalli raggiungono diametri di più di 1 cm e probabilmente sono sempre presenti nella zona più esterna delle lenti.
- e. i minerali accessori delle lenti coincidono con quelli delle rocce circostanti. Nelle lenti sono osservati cristalli di rutilo e di minerali metalliferi dal diametro di diversi cm. La cloritide appare nella massa rocciosa solo localmente in zone disturbate (come coperture di piani di faglia). Nelle lenti invece forma strati di cm di spessore che separano le concrezioni dalle rocce.

2.3.4.2.2. Descrizione macro-e microscopica di alcune lenti.

Descrizione della lente 17:

La lente proviene dalla conca di Stabio-Vedro -un piccolo circo glaciale adagiato tra il Torrione rosso e la cima di Rossiglione- ove forma un corpo appiattito e allungato dalla giacitura concordante con i micascisti che la includono. L'asse di elongazione della lente complessiva e di parti di essa (per es. zona granatifera) coincidono con la lineazione delle biotiti e con la direzione degli assi delle pieghe nella roccia circostante. La lente ha una struttura zonare con al centro (massa principale) un corpo leucocratico contenente le tre modificazioni di AlSiO_5 , in cristalli così grandi da essere identificabili nel terreno.

Lo schizzo seguente riassume le diverse zone:

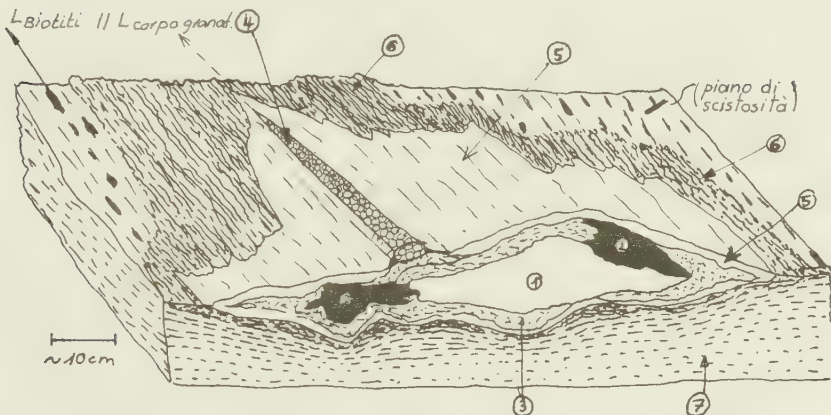


Figura 23: Schizzo della lente nr 17 (della tabella fig. 20):

Dal centro verso il bordo si differenziano le seguenti zone:

1. parte centrale: composizione: 90% quarzo, 8% plagioclasio, 2% miche e tracce di tormalina e granato.



2. zona marginale: è composta dai seguenti minerali elencati in ordine decrescente di abbondanza: plagioclasio, quarzo, andalusite, distene, muscovite, fibrolite biotite, granato, minerali metalliferi, rutilo e tormalina.



3. zona dell'orlo: composta in ordine decrescente dai seguenti minerali: plagioclasio, biotite, distene, andalusite, quarzo, muscovite, fibrolite, granato, staurolite, tormalina, rutilo, minerali metalliferi e apatite.



4. zona locale di granato:



disposta parallelamente alle lineazioni dei minerali della roccia. E' un'occorrenza eccezionale per la zona d'orlo. La paragenesi è descritta nella tabella (fig. 20, campione 722).

5. zona di separazione: segna il confine della lente dalla roccia circostante ed è caratterizzata dalla seguente composizione mineralogica: 80% clorite, 10% biotite e plagioclasio con tracce di minerali metalliferi.



6. facies marginale della roccia circostante: la composizione mineralogica è identica alla zona 7., dalla quale si differenzia per un graduale aumento della grana in direzione della lente.



7. rocce circostanti: la composizione è indicata nella tabella delle paragenesi (campione 716b - fig. 12, no.23).



La componente principale è il quarzo, ammassato al centro, ove forma eccezionalmente cristalli da fessure. la zona 1. può anche mancare (per es. lente 351, fig. 25), le zone 2. e 3. sono le formazioni più interessanti, si allineano marginalmente, concentrandosi agli apici della lente, nella zona 2. ; l'andalusite è l'alumosilicato dominante, formando cristalli a prismi ortorombici fino a 10 cm di lunghezza. Nella sezione sottile si nota una struttura zonata rosa-violacea al centro e più chiara ai margini del cristallo. L'andalusite ingloba sovente relitti di cristalli di distene più antichi. Ciò è indizio di una trasformazione più o meno completa del distene in andalusite. Quest'ultima inoltre reagisce al contatto col plagioclasio formando ammassi di muscovite pura (cosa dimostrata dall'analisi petrografica).

Nella zona 3. predomina invece il distene. In singoli cristalli osservati con la lente, si notano macchie rosa. In sezioni queste sono riconoscibili come andalusite pseudomorfa su distene. Questa trasformazione non è tuttavia così progredita come nella zona 2. Una parte del distene include lamine dello stesso minerale di colore blu intenso, riconoscibile in sezione ed anche ad occhio nudo. Si tratta probabilmente di una caratteristica ottica provocata dalla sostituzione di alcuni cationi nella struttura cristallina.

Un altro fenomeno comune e caratteristico è la sua marcata deformazione. I cristalli sono spesso piegati, nella sezione sottile l'estinzione ondulosa indica che dopo la deformazione non è più stato ricristallizzato. La sillimanite appare nella sua varietà aghiforme di fibrolite. Essa è per lo più associata ai cristalli di biotite.

Talvolta ricorrono arricchimenti locali monomineralici. La clorite segna il margine esterno nella sequenza della lente. Essa forma uno strato che separa nettamente la lente dalle rocce. Le altre zone mostrano invece un graduale passaggio dall'una all'altra, senza confini ben definiti. Anche procedendo in senso contrario si nota come le metapeliti, pur conservando un'identica paragenesi, modificano la tessitura in direzione della lente.

Riassumendo le osservazioni fin qui fatte, appare evidente l'esistenza di uno stretto legame genetico tra la roccia e le lenti, sia a livello tessiturale (orientazione geometrica dei minerali) che a livello mineralogico (affinità delle paragenesi). Se in una concrezione mancano le premesse chimiche alla formazione delle zone 2. e 3. si formano lenti del tipo più comune, presenti per lo più nelle metapeliti prive di aluminosilicati e povere di granato. Questa dipendenza mineralogica, del tipo di lente dal tipo di roccia associata, esalta ancor più la stretta relazione tra le due formazioni.

¹⁾
Lente 1 (campione LA sezione sottile 1. e 2. -tabella fig. 20-):

La lente contiene cristalli di andalusite di eccezionale grandezza. Nel campione ritrovato sullo spartiacque del terreno, vicino al passo di Piove di Fuori, sono associati all'andalusite amassi di muscovite (cm3). L'andalusite, in sezioni perpendicolari all'asse c. appare zonata con un nucleo dal colore più intenso della zona periferica. Nella sezione sottile appaiono due fenomeni tipici anche delle altre lenti:

- a. la presenza di aggregati cristallini di distene nell'andalusite. Questi rappresentano relitti della trasformazione di andalusite. I singoli granelli di distene hanno tra loro la stessa orientazione ottica, inoltre la loro morfologia corrisponde alle originali delimitazioni cristallografiche.
- b. La deformazione del distene marcata da facce cristallografiche piegate. La micro-fotografia fig. 24 a e lo schizzo 24 b, illustrano questi fenomeni: il grande cristallo di andalusite che occupa lo sfondo ha un'estinzione uniforme e solo leggermente a macchie varianti di circa 2 gradi, indicanti una tendenza alla formazione di "subgrains". Per contro il distene è separato in molte lamelle, tra loro parallele (geometricamente e otticamente) e contemporaneamente piegate.

Perciò il distene rappresenta una fase più antica, deformata dopo la cristallizzazione e più tardi parzialmente riassorbita e trasformata in andalusite. Questa subì ancora una leggera deformazione e si trasformò parzialmente in muscovite.

Nota 1) LA: simbolo di campione proveniente da Landarenca non numerato

Fig. 24a - Microfotografia della sezione sottile LA' 2 della
lente 1 : (parte di 24b).

La deformazione del distene è ben espressa dall'estinzione ondulosa dei cristalli (scala vedasi 24b).

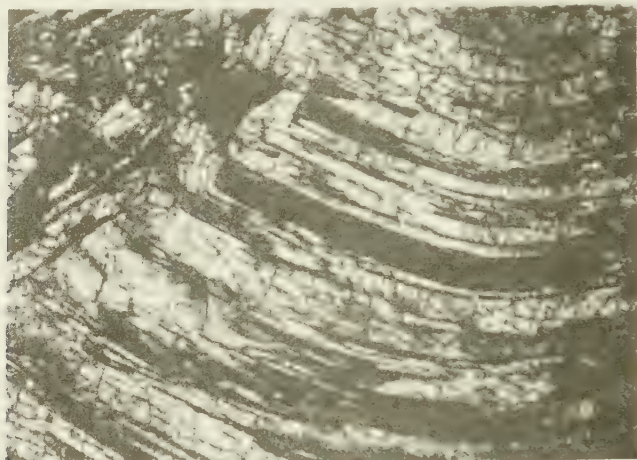


Fig. 24 b:

Schizzo
della se-
zione sot-
tile
(lente 1)

Si nota la
doppia fles-
sione a S
subita dal
cristallo (2)
di distene.



Fig25a: Schizzo di una piccola lente (campione 351)

Provenienza: detrito sotto Cima di Rossiglione



Lente Nr. 12

Lente 11, lamp. no. 351 della fig. 20: E' stata trovata nella zona sopra l'Alpe di Pessiglione. La figura riproduce l'intera lente in scala 2:1. In questa è riconoscibile una struttura zonare differenziata in tre associazioni mineralogiche riassunte graficamente nella fig. 25 b e in esteso nella fig. 25 a.

Fig. 25 b (schizzo schematico delle zone).



1. parte centrale: 70% andalusite, 15% plagioclasti, 10% quarzo, inoltre circa il 5% di distene e tormalina distribuiti in modo regolare.
2. parte marginale: 35% quarzo, 25% plagioclasti, 25% distene, 5-10% andalusite, circa 50% muscovite e tormalina.
3. bordo esterno: 90% clorite, 5% tormalina, tracce di granato, rutilo e minerali metalliferi.

La struttura zonare di questa lente paragonata a quella della lente 17, fig. 23, mostra l'assenza della parte centrale dominata dal quarzo nella lente 12, fig. 25. Inoltre essa mette ottimamente in evidenza il rapporto reciproco tra le due modificazioni dell' Al_2SiO_5 distene e andalusite.

Il distene predomina nella parte marginale, la quale potrebbe ancora essere suddivisa in una sottozona con andalusite e in un'altra dove appare solo il distene. Tutta l'andalusite della lente forma dei cristalli prismatici morfologicamente del tutto simili a quelli di distene. Sono pseudomorfo di andalusite che hanno rimpiazzato il distene ricalcandone la forma cristallografica. Essi contengono ancora molti piccoli resti del distene originario con la stessa orientazione ottica. Il distene ha un'estinzione "ondulosa", mentre l'andalusite forma "subgrains". Le due modificazioni sono state soggette a una deformazione, l'andalusite in modo minore: probabilmente si formò alla fine della fase tettonica.

Analogamente alle altre lenti della zona di studio, la graduale trasformazione del distene in andalusite avvenne in modo più completo verso l'interno della concrezione. Ammettendo che la formazione delle lenti abbia avuto luogo gradualmente dall'esterno verso l'interno di una cavità che si andava ampliando, si dovrebbe concludere che:

- a. ci fu un graduale arricchimento di aluminosilicati verso l'interno e infine si formarono di regola per lo più cristalli di quarzo (sequenza zonaria normale).

b. la formazione avvenne sotto condizioni iniziali di stabilità del distene. In seguito cambiarono le condizioni di temperatura e pressione, cosicchè il distene si trasformò in andalusite formando pseudomorfi (campione 351), mentre in altre (per es. lente 1 fig. 24) si formarono andalusiti nuove (cristallograficamente sviluppate con la loro forma caratteristica). Queste ultime anche se cresciute in uno spazio nuovo, si formarono però con materiale proveniente dalla graduale disgregazione del distene cristallizzatosi in precedenza.

In questa lente (fig. 25) appare chiaro che la formazione della tormalina (riconoscibile nello schizzo dalle chiazze scure) è tardiva. Si ricorda che l'involucro cloritico esterno del bordo della lente -e perciò non visibile nella fig. 25b- è pure tapezzato a chiazze con tormalina nera. (Schörl). Questa si sviluppò in un tessuto granulare già ben definito tramite circolazione di soluzione lungo piccole superfici di faglie intersecanti la lente. Queste faglie di tensione sono chiaramente posteriori alla cristallizzazione dell'andalusite. Gli alumosilicati subiscono una leggera trasformazione in muscovite. Anche in questa lente (come in quella LA 2 descritta prima) non appare la fibrolite.

Ciò non sorprende vista la posizione del ritrovamento, nella zona limite dove appaiono solo i primi nuclei di fibrolite. La delimitazione esterna della lente è formata da un ammasso di lamine di clorite. Questa è fresca, cioè priva di inclusioni sagenitiche e ilmenitiche e di resti biotitici, differenziandosi così dalla clorite presente talvolta nella massa rocciosa, ove ebbe origine una metamorfosi retrograda.

2.3.5. LENTI ASSOCIATE AI MICASCISTI INTERCALATI NELLA SERIE CARBONATICA DI CASTIONE;

2.3.5.1. Considerazioni di origine generale.

In tutto il complesso metasedimentario di Castione esistono moltissimi mobilizzati leucocratici. Essi hanno una composizione mineralogica simile alle rocce che la inglobano. Ciò lascia intravedere strette relazioni reciproche. Le rocce carbonatiche della zona di Castione furono e in parte vengono tuttora estratte in grandi cave. I marmi e i calcescisti sono usati nell'edilizia come roccia ornamentale e in parte vengono frantumate per essere impiegate sotto forma di ghiaietto, come componente dell'asfalto nella pavimentazione delle strade nazionali. Poichè sia le lenti che i micascisti vengono scartati durante l'estrazione, esse si trovano accumulate nel materiale di sgombero della cava.

Sia C. Taddei (1937) che T. Hügi (1965) descrivono alumosilicati in queste cave. I rilievi geologici fatti nelle cave indicano la presenza della fibrolite come componente dominante delle lenti. Essa forma ammassi di parecchi cm di spessore, dalla disposizione per lo più discordante con le altre componenti. Questi ammassi

dal colore verdognolo chiaro e dalla lucentezza sericea, possono essere confusi all'osservazione superficiale con felspati, cosicchè la loro importanza quantitativa non traspare dalle descrizioni sopracitate. Accanto alla fibrolite si trovano meno comunemente cristalli deformati di distene, dal colore azzurro pallido. L'andalusite è più rara e sempre associata al distene, nel quale forma pseudomorfi, individuabili dalle piccole macchie rosa sulle facce cristallografiche del minerale, che a occhio nudo sembra essere composto interamente di distene.

2.3.5.1. Descrizione di campioni significativi.

Campione 886 e 887: provengono dalla cava Ambrosini e documentano l'importanza della fibrolite. Essa si trova in aggregati dallo spessore di mm fino a 1 cm. Il loro colore verdognolo è interrotto da squame e pacchetti di biotite dal colore marrone pallido, che si trasformano chiaramente in fibrolite. In queste lenti dal diametro di poco più di 1 m³, appare pure il distene, in cristalli molto deformati e parzialmente trasformati in andalusite.

Lente 45 (campione 885): si tratta di un'altra lente inclusa nei micascisti presenti nella cava Ambrosini. Il distene è la modificazione dominante. Essa forma cristalli azzurro pallidi immersi in una matrice di quarzo e plagioclasio. Il distene è intimamente associato a lamine di muscovite che provengono almeno in parte dalla sua trasformazione. Nella sezione sottile si scoprono singoli cristalli di andalusite pseudomorfi secondo il distene. In questi cristalli sono ancora inclusi relitti del distene originario. In uno di questi si osservano piccoli cristalli di staurolite (questo è il punto più meridionale della sua presenza).

Lente 44 (campione 448 - 112): Essa è inclusa nei micascisti la cui paragenesi è indicata nella tabella (fig. 12) ai numeri 74 e 41. La lente è leggermente discordante con le rocce circostanti. Uno schizzo (fig. 26a) ne illustra la struttura e una foto (fig. 26 b) mostra le 3 modificazioni di aluminosilicati in diretto rapporto tra loro. La sequenza di trasformazioni è la stessa di tutte le altre lenti descritte. I singoli grani di distene disegnati mostrano l'identica orientazione reciproca del clivaggio e rappresentano i relitti di un unico porfiroblasto fortemente riassorbito. Il distene è incluso in andalusite, che al contatto con il plagioclasio si altera in muscovite. Anche il plagioclasio si trasforma poiché nella zona di contatto con l'andalusite è cosparso di fini e numerose squamette di sericite. Lo stesso cristallo invece verso il quarzo appare inalterato.

Riassumendo le osservazioni si notano le seguenti trasformazioni:



Fig. 26 a - schizzo della lente 44:

Situazione generale

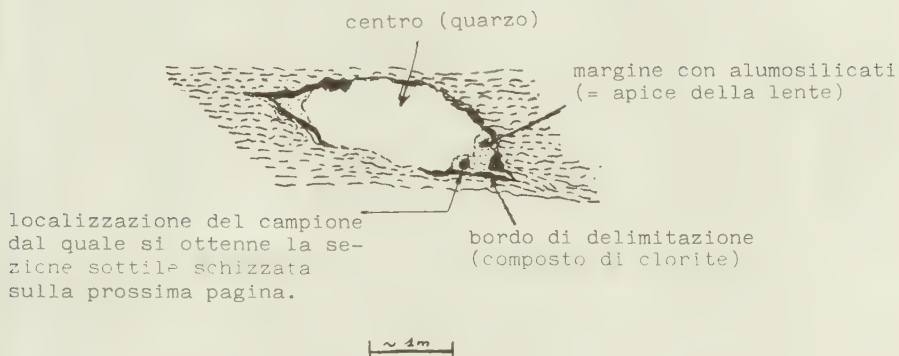


Fig. 26 b

Schizzo di sezione sottile:

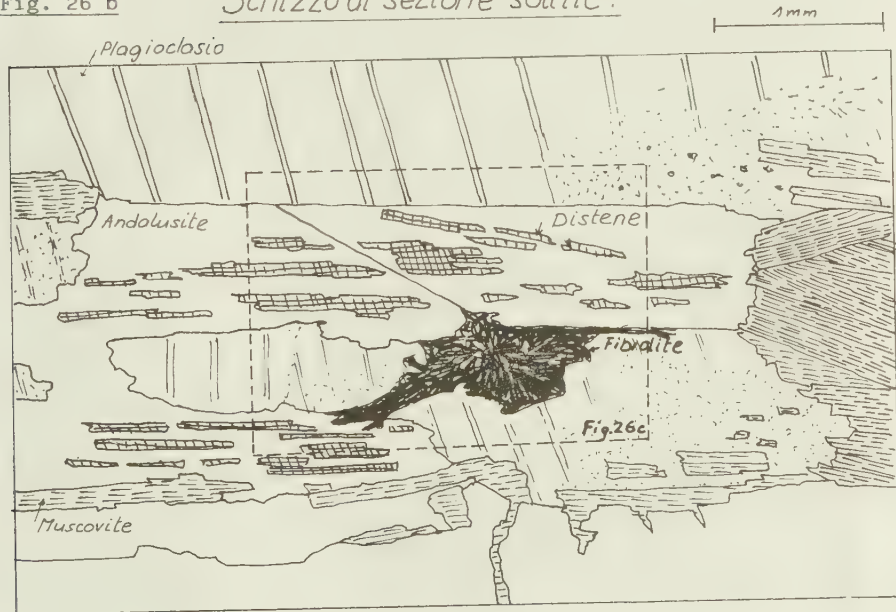


Fig 26 c



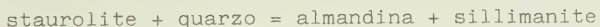
2.3.6. CONSIDERAZIONI SULLA PETROGENESI DEL SOTTOSISTEMA $\text{SiO}_2\text{Al}_2\text{O}_3$

L'importanza di un'approfondita analisi delle relazioni esistenti tra i minerali di questo sottosistema deriva dal fatto che la stessa è relativamente semplice, poichè comprende poche fasi significative: quarzo, distene, sillimanite, andalusite e mullite.

Poichè la mullite è stabile unicamente a temperature elevate, tale minerale è escluso dalla presente discussione. Purtroppo la banalità della composizione chimica degli aluminosilicati non semplifica l'ambiguità nelle relazioni di fase. Questa è dovuta al fatto che sia l'entropia che l'energia libera di reazione ("free reaction energy") hanno valori molto bassi, con il grave svantaggio che la temperatura di equilibrio di fase è molto sensibile. Una piccola variazione nel diametro dei cristalli, nell'energia di tensione (stress), nell'ordinamento delle componenti di Al e Si all'interno della struttura cristallina, nella presenza di elementi contaminanti quali Fe, Ti, V, Cr. ecc.; possono influenzare fortemente i parametri determinanti l'equilibrio di fase. Specialmente la trasformazione da andalusite in fibrolite si è dimostrata nella ricerca sperimentale molto influenzabile.

Questa problematica è espressa in modo eloquente nel volume 269 dell'American Journal of Science, interamente dedicato al tema "aluminosilicati", ove appaiono diagrammi di fase abbastanza contrastanti. H.J. Greenwood (1976) propone il seguente diagramma basato sui dati sperimentali citati, corretti da verifiche empiriche di studi in natura. Dalla lettura del diagramma di fase si deduce la presenza a livello teorico di tre regioni caratterizzate da una fase unica. Inoltre si notano tre linee univarianti lungo le quali è possibile trovare due modificazioni coesistenti. Infine il grafico possiede un solo punto ("triple point") nel quale esistono le premesse per una presenza contemporanea di tutte e tre le fasi.

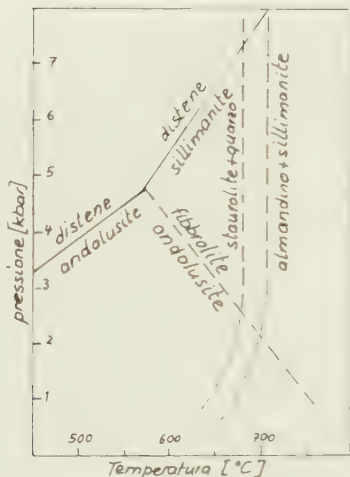
A seguito delle considerazioni accennate sulla grande labilità del sistema le linee univarianti sono in realtà delle strette fasce nel diagramma e il "triple point" si sposterà lievemente dal punto teorico. In particolare la trasformazione da andalusite in sillimanite occupa una fascia più estesa e la fibrolite mostra in laboratorio che la nucleazione avviene nel campo della sillimanite sotto condizioni metastabili. La prima apparizione di fibrolite in un terreno non può venir considerata una isograda, poichè avviene a pressioni inferiori rispetto a quelle teoriche del "triple point". Nel diagramma di fase dei polimorfi di Al_2SiO_5 che segue (fig.27) è inclusa la fascia univariante della reazione:



Questa reazione è stata osservata in alcuni campioni (per es. 464b, schizzati nelle fig. 14 e 18).

Fig. 27

(diagramma di fase - Greenwood 1976).



2.3.7. SINTESI INTERPRETATIVA DEI PROCESSI DI METAMORFOSI CONFRONTANDO

L'OSSERVAZIONE PETROGRAFICA CON CONSIDERAZIONI PETROLOGICHE.

2.3.7.1. Introduzione

Nella regione studiata è caratteristico trovare associate più fasi mineralogiche di aluminosilicati. La loro rispettiva presenza e il loro reciproco rapporto si riconoscono di regola solo a livello di sezione sottile. Osservando i dati delle paragenesi raggruppati nelle carte (fig. 11 e fig. 21) si nota che l'andalusite è presente sia nel tetto delle formazioni che nel fondovalle della Mesolcina dove il chemismo della roccia ne permise la formazione. Questa osservazione è in netto contrasto con E. Wenk (1970 a pg 50) e H.H. Klein (1976) che relegano tale minerale in una fascia superiore, circoscritta al tetto degli affioramenti.

2.3.7.2. Rapporto temporale di crescita dei minerali.

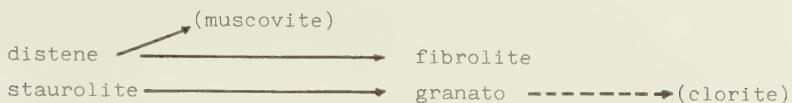
O.H. Erdmannsdörfer (1928) interpreta la formazione del distene in un campione ricevuto da C. Taddei dalla zona di Landarenca posteriore alla formazione dell'andalusite. F. Keller (1968) mostra una lente con andalusite, che interpreta coetanea o più giovane del distene. H.H. Klein conferma i risultati del presente lavoro. La sequenza comune a tutte le trasformazioni delle modificazioni di aluminosilicati è:

- a. nelle rocce: distene → fibrolite
- b. nelle lenti distene → andalusite → fibrolite

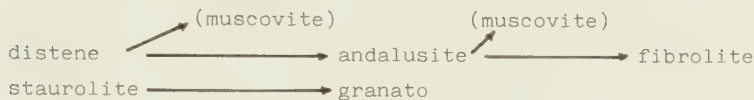
Il distene presente nelle rocce e nelle lenti è quasi sempre molto deformato mentre l'andalusite -che appare solo nelle lenti- mostra al massimo una formazione di "subgrains" e la fibrolite è chiaramente la fase più tardiva sia nelle rocce (noduli) che nelle lenti, come traspare dalla sua crescita spesso discordante.

Sulla base delle seguenti osservazioni:

a 1) trasformazione nella roccia



a 2) trasformazione nelle lenti

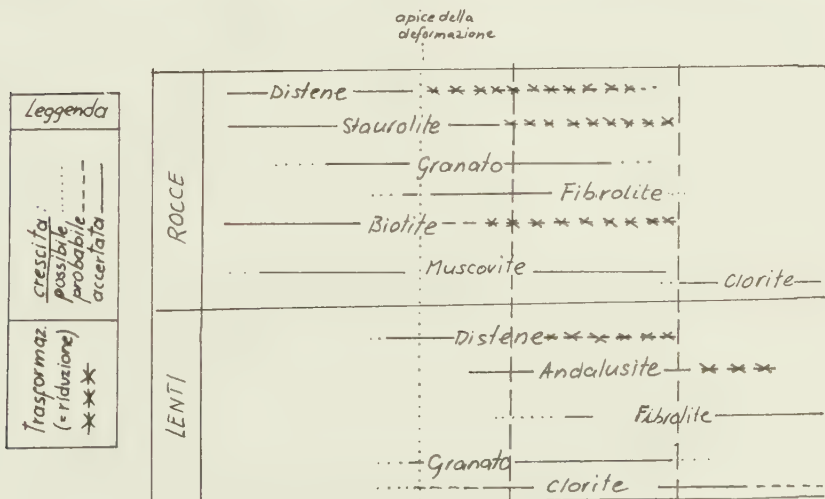


b) deformazione

distene e miche ~~de~~ deformate
 andalusite poco deformata
 fibrolite non deformata

Si può tentare di schematizzare le sequenze di trasformazione osservate in rapporto alle diverse fasi di deformazione:

Fig. 28 - Schema riassuntivo della formazione delle metapeliti:



Concludendo, poichè i diversi risultati delle esperienze di laboratorio sono abbastanza divergenti, non è possibile indicare i parametri delle condizioni di pressione e di temperatura caratteristici per la metamorfosi alpina studiata.

Il presente lavoro contribuisce sulla petrogenesi delle metapeliti nella misura in cui chiarisce la sequenza della trasformazione dei minerali nelle rocce e nelle lenti e la inserisce nel quadro genetico dell'orogenesi.

Ho elaborato le carte, fig. 11 e 21, ottenendo una carta riassuntiva locale (v. fig. 29a). Questa è stata confrontata con la carta di Thompson (v. fig. 29b).

Fig. 29 a : Localizzazione della isograda della fibrolite

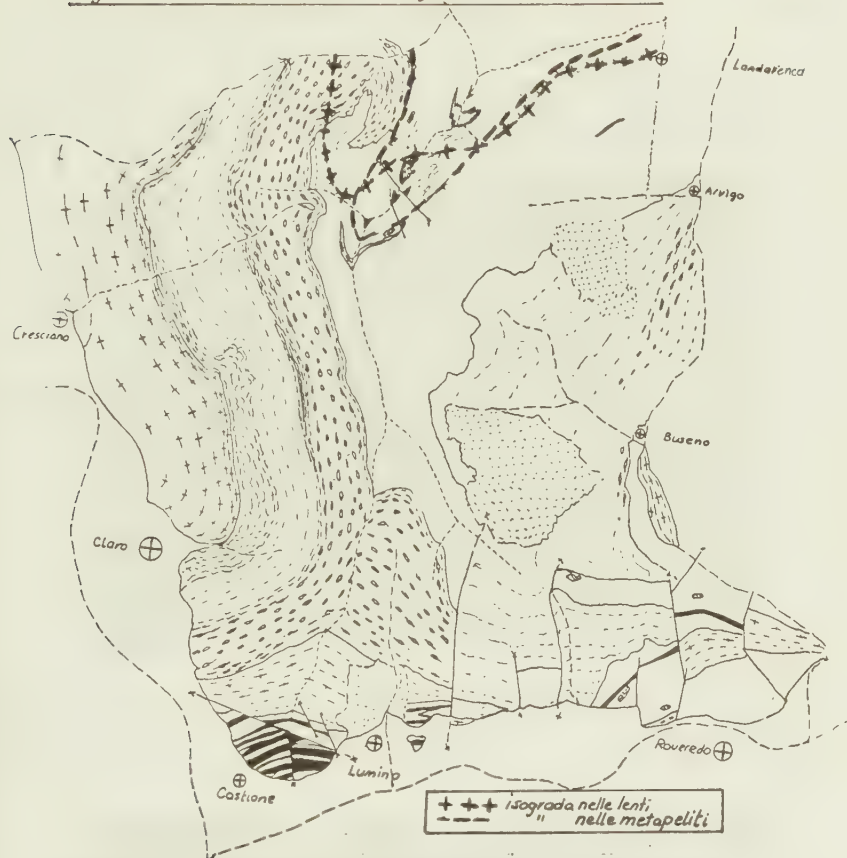
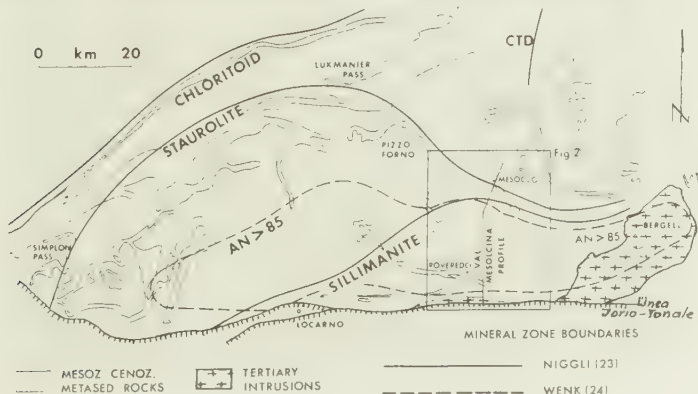
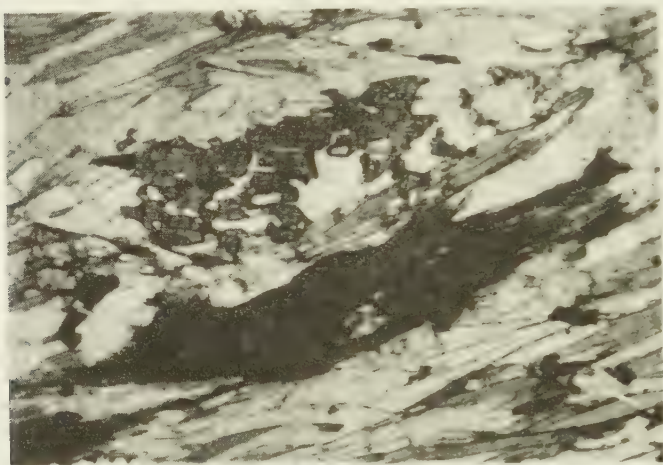


Fig. 29 b - Carta delle isograde da Thompson 1976.



Microfotografie di sezioni sottili

- 30 a) Campione: sezione sottile del 361. Feltro di fibrolite associata a biotite, che cresce sopprimendo la matrice circostante (fase giovane). Nelle vicinanze esiste un cristallo relittico di distene dalla tessitura a setaccio.



- 30 b) Campione: sezione sottile 393c al margine di un grosso nodulo di fibrolite. Si notano i resti di biotite inclusi nella massa feltrosa (essi non hanno subito la stessa riduzione).





11 Bocchetta II Memo sul confine tra Grigioni/Ticino: concrezione



Fig. 1. - In basso: zona con i cristalliti: grani pacchetti di cristalli romboidali peralutici e di anisofite isoperite. In alto: cristalliti di anisofite di anidride.

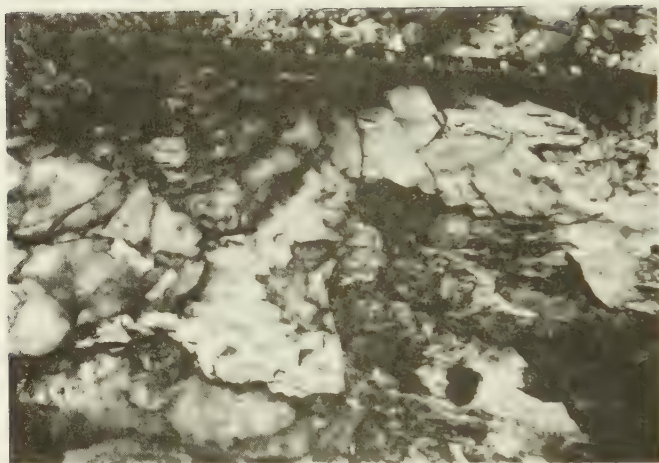


Fig. 2. - In basso: zona con i cristalliti di anidride che si estende diagonalmente verso l'alto. In alto: zona con i cristalliti di anidride che si estende verso il basso. In basso: zona con i cristalliti di anidride che si estende verso l'alto.



2.4. LE ROCCE CARBONATICHE

2.4.1. INTRODUZIONE

Nella zona di studio affiorano diverse unità di rocce calcaree contenenti calcite e talvolta dolomite. Esse sono interpretate come prodotto metamorfico di sedimenti calcarei, che originalmente dovevano ricoprire il basamento cristallino. I processi orogenetici li avrebbero inseriti nell'edificio tettonico in modo tale da formare oggi orizzonti indicanti la separazione tra i diversi livelli delle coltri alpine. Uno degli obiettivi del presente lavoro consisteva proprio nell'eseguire un accurato rilievo geologico-cartografico e valutare così con un'analisi dei rapporti di giacitura e delle differenziazioni litologiche:

- a. la posizione e la relativa importanza dei singoli giacimenti.
- b. possibili relazioni tra le diverse unità litologiche, rispondere alla questione se essi separano diverse unità o se, per ragioni di pieghe e dislocazioni lungo faglie, possano essere ricondotte ad un unico orizzonte stratigrafico-tettonico.

2.4.2. DESCRIZIONE GENERALE DELLE DIVERSE UNITA' LITOLOGICHE AFFIORANTI. (v. cartina geologica schematica, fig. 32).

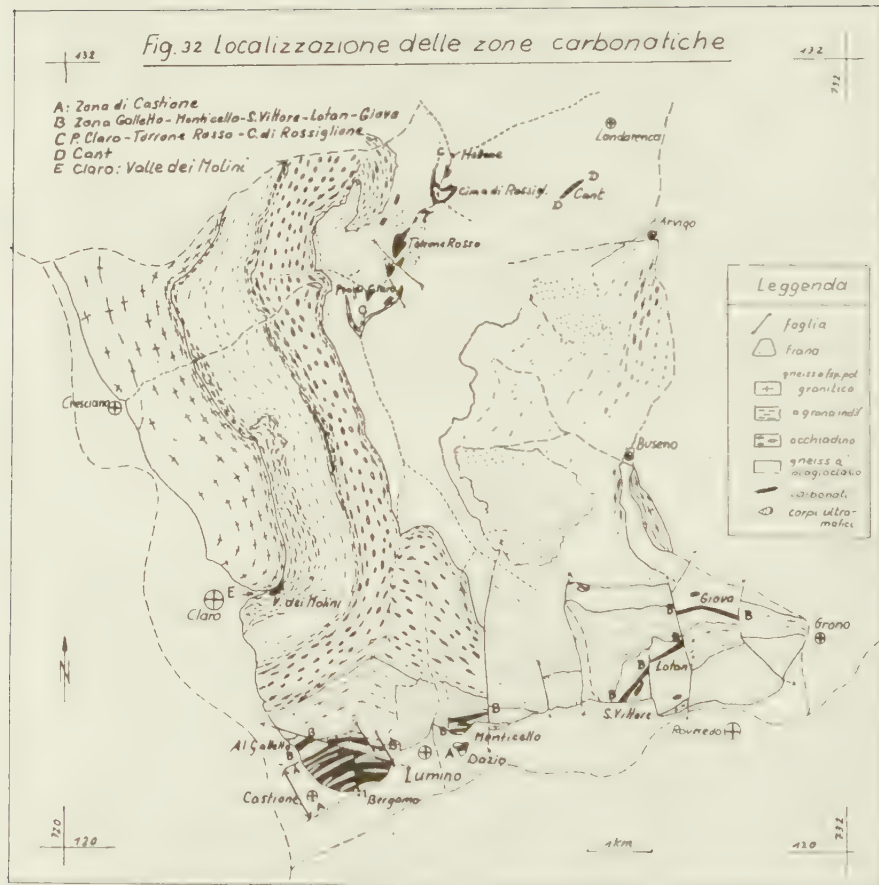
2.4.2.1. La zona di Castione.

Nella collina di La Motta, che forma la parte più meridionale della zona studiata, affiora una complessa sequenza di rocce carbonatiche intercalate da rocce metapelitiche e qualche sottile orizzonte di anfibolite. Lo spessore apparente del complesso, giacente in posizione verticale, raggiunge gli 800 m. La potenza reale non è misurabile poichè il confine nord è tagliato da due faglie e il confine sud è seppellito nei depositi alluvionali della Moesa. Inoltre si notano all'interno del complesso numerosi accenni a pieghe isoclinali, che complicano ulteriormente i rapporti di giacitura.

2.4.2.2. La zona di Al Galletto-Monticello-San Vittore- Giova (=Giova al Galletto di Kündig).

Si tratta di una sequenza di rocce carbonatiche che segue grosso modo il bordo meridionale del terreno, ossia il pendio nord della bassa Val Mesolcina. Da ovest verso est la potenza diminuisce più o meno gradualmente da 100 a 5-20m. I rapporti tettonici sono disturbati da faglie che tagliano e dislocano la zona a più riprese e inoltre da alcune pieghe isoclinali. Inoltre presso Lumino, Monticello e San Vittore le dislocazioni perpendicolari alla direzione del piano di giacitura interrompono i marmi, che probabilmente giacciono sotto al quaternario del piano di San Vittore. Un'altra faglia interrompe i marmi poco sopra la nuova strada della Calanca, cosicchè una sua relazione tettonica con le lenti di Castaneda e gli orizzonti cartografati da Bruggmann non è visibile. Una zona critica dell'orizzonte è esposta in una ripetizione di marmi presso Monticello.

Fig. 32 Localizzazione delle zone carbonatiche



Da considerazioni tettoniche e strutturali micro- e mesoscopiche, pare probabilmente che i marmi della collina del Dazio appartengano alla continuazione orientale della zona di Castione, mentre i marmi a nord di Monticello appartengano all'orizzonte B, contrassegnato da intenso ripiegamento isoclinale con asse verticale (cosidetto "Schlingensbau").

Tra A e B nella zona Al Galletto-La Motta-Lumino si inserisce una serie di spessore variante da 100 a 250 cm circa, di rocce a felspario potassico associate a qualche metapelite e anfibolite per lo più tettonizzate.

2.4.2.3. L'orizzonte carbonatico del Pizzo di Claro-Torrone Rosso e cima di Rossiglione.

Nella zona che segue lo spartiacque della catena montuosa del Pizzo di Claro -Torrone Alto, sono esposte serie di marmi della potenza da 1 a 5 m con rigonfiamenti locali fino a 30 m. Queste sono intensamente piegate, si ripropone la geometria della zona di Monticello e probabilmente anche delle rocce di Castione, ma in questo caso si tratterebbe di uno "Schligenbau", essendo l'asse coricato in posizione più o meno orizzontale. Il discorso sarà però ripreso e approfondito nella discussione delle deformazioni (capitolo 3). La litologia non permette una correlazione tra i diversi marmi che li faccia risalire ad un orizzonte comune fortemente piegato.

2.4.2.4. L'orizzonte carbonatico di Cant (Monti di Landarenca).

Questa sequenza è visibile solo per poche centinaia di metri. Giace avvolto da metapeliti rosso-brune, ricche di miche. Nella carta di Strasser (1928) esso non figura, mentre egli ha rilevato un affioramento di marmi presso l'Alpe di Ciarin che non mi fu possibile rintracciare. Potrebbe esistere un rapporto tettonico tra questi due affioramenti isolati. Pur non essendo molto potente e nemmeno esteso il marmo di Cant si distingue per l'alto contenuto di dolomite e per altre fasi mineralogiche.

2.4.2.5. La lente calc-silicata di Claro.

E' situata sotto al monastero di Claro nella Valle dei Molini. La posizione tettonica e le associazioni mineralogiche lo resero famoso: studiosi e appassionati di mineralogia ne raccolsero spesso campioni. Fu descritto da Casasopra (1939), e da Trommsdorff (1968a). L'esposizione dell'affioramento è stato nettamente modificato a causa dei continui scavi per la raccolta di campioni, lasciando intravedere struttura lenticolare con zonature marginali di tipo metasomatico, e non una sequenza litologica come fu indicata da Casasopra (1933, pg. 508).

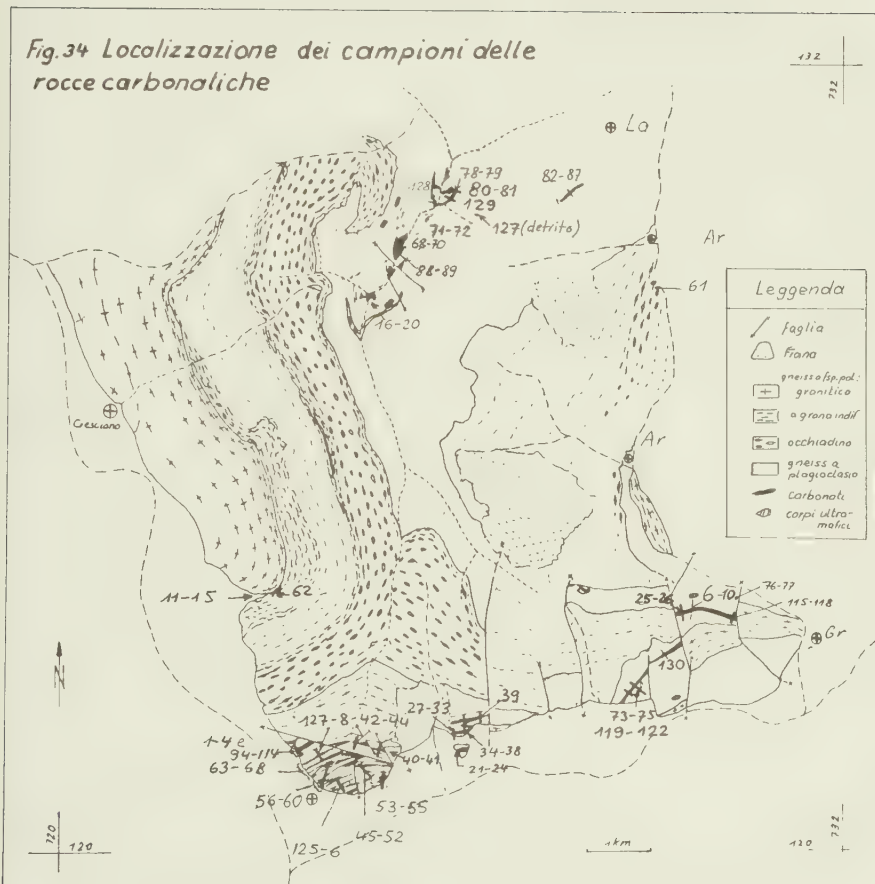
Tabella delle paragenesi delle rocce carbonatiche
Figura 33

TABELLA	NR	CAMPIONE	NR	LUGO di provenienza	Quarzo	Plagioclasio	Felspatho potassico	Scapolite	Calcite	Dolomite	Diopside	Tremolite	Aznorite	Antibolite	Flogopite	Mica chiara	Biotite	Clorite	Granato	Vesuviana	Yollastonite	Titanite	Apatite	Rutilo	Zirconio	Mica metall.	Clinozoisite	Tormalina	osservazioni
1	AG4	Al Galletto			•	•	•	•															•	•	•	•	•		a bande
2	AG6			•	•	•	•	•															•	•	•	•	•		2 tipi di clorite
3	AG7			•	•	•	•	•															•	•	•	•	•		
4	AG11			•	•	•	•	•															•	•	•	•	•		
5	C 7	galleria idrica																											
6	C 8			•	•	•	•	•																					
7	C 12			•	•	•	•	•																					
8	C 29			•	•	•	•	•																					
9	C 39	Busenol Sassello																											
10	C 41			•	•	•	•	•																					
11	C 1			•	•	•	•	•																					
12	C 2 b			•	•	•	•	•																					
13	C 3	V Molini (Claro)																											
14	C 7			•	•	•	•	•																					
15	C 8 b			•	•	•	•	•																					
16	169			•	•	•	•	•																					
17	171	P Claro																											
18	172			•	•	•	•	•																					
19	173			•	•	•	•	•																					
20	173 R			•	•	•	•	•																					
21	193	Monticello - Dazio																											
22	195			•	•	•	•	•																					
23	196			•	•	•	•	•																					
24	197			•	•	•	•	•																					
25	212	Gieva																											
26	213			•	•	•	•	•																					
27	214			•	•	•	•	•																					
28	216			•	•	•	•	•																					
29	217	Monticello nord																											
30	218			•	•	•	•	•																					
31	219 a			•	•	•	•	•																					
32	219 c			•	•	•	•	•																					
33	220	Monticello																											
34	225			•	•	•	•	•																					
35	226			•	•	•	•	•																					
36	227			•	•	•	•	•																					
37	228	Monticello																											
38	229			•	•	•	•	•																					
39	230			•	•	•	•	•																					
40	232			•	•	•	•	•																					
41	233	Lumino ovest																											
42	236			•	•	•	•	•																					
43	239			•	•	•	•	•																					
44	248			•	•	•	•	•																					
45	251	Castione / Lumino																											
46	252			•	•	•	•	•																					
47	253			•	•	•	•	•																					
48	254			•	•	•	•	•																					
49	255	Castione / Lumino																											
50	256			•	•	•	•	•																					

Tabella delle paragenesi delle rocce carbonatiche
Figura 33

TABELLA	NR	CAMPIONE	NR	Luoogo di provenienza	Quarzo	Plagioclasio	Felspario potassico	Scapolite	Calcite	Dalmanite	Diopside	Tremolite	Actinolite	Anthophyllite	Fluorite	Mica chiara	Biottite	Clorite	Granato	Vesuviana	Vollastonite	Titanite	Apatite	Rutilo	Zirconio	Min. metallici	Clinozoisite	Idiomorfo	osservazioni	
101	530				•	•		•														X			X					
102	531				•	•	•	•														X	X		X					milonit. calcarea
103	532	•			•	•		•														X			X					
104	532	•			•	•		•														X			X					
105	533				•	•		•														X			X					
106	534			profilo	•	•		•				•										X			X					
107	535			Al Galletta	•	•		•														X			X					
108	536	•		allegato II	•	•		•														X			X					
109	536	•			•	•		X														X			X					milonit. calcarea
110	539				•	•		•				•										X			X					
111	541				•	•		•														X			X					
112	542				•	•		•														X			X					
113	543				•	•		•														X			X					
114	545				•	X		•														X			X					
115	574				•	•		•														X			X					
116	575			strada	•	•		•														X			X					
117	576			Calanca	•	•		•														X			X					
118	577				•	•		•														X			X					
119	581				•	•		•														X			X					
120	585			S. Vittore /	•	•		•														X			X					
121	590			Lotan	•	•		•														X			X					
122	592				•	•		•														X			X					
123	711			c. Rossiglione	•	•		•														X			X					
124	757			detrit. Rossigl.	•	•		•														X			X					
125	811 A			Castione -	•	•		•														X			X					
126	811 B			Bergamo	•	•		•														X			X					
127	815			a nord di	•	•		•														X			X					
128	816			Castione	•	•		•														X			X					
129	862			c. Rossiglione	•	•		•														X			X					
130	962			Lotan	•	•		•														X			X					

Fig.34 Localizzazione dei campioni delle
rocce carbonatiche



2.4.3. ANALISI PETROGRAFICA DELLE ZONE CARBONATICHE

2.4.3.1. Introduzione

Tutte le unità carbonatiche cartografate si compongono di sequenze litologiche simili nella loro mineralogia. Esse possono essere ricondotte facilmente al loro edotto sedimentario, che viene proposto in modo riassuntivo nel seguente schema:

Prodotto metamorfico	Edotto sedimentario
<u>marmi</u> di calcite (+ quarzo e plagioclasio)	Calcari + puri calcite 95%
<u>marmi</u> di calcite + quarzo e plagioclasio + min. di silicati di calcio: tremolite, diopside, granato grossularia	calcari impuri 95% > calcite > 50%
<u>silicati di calcio</u> calcite + quarzo + plagioclasio (+ scapolite) + minerali silicati di calcio) (+ mica)	calcareniti calcari marnosi
<u>Calcescisti</u> quarzo + plagioclasio + silicati di calcio + miche (+ calcite)	argille marnose
<u>metapeliti</u> (quarzo, plagioclasio, alumosilicati, miche) ecc.	argille + arenarie
<u>marmi</u> con calcite + dolomite (+ altri minerali)	calcare dolomitizzato.

La lista esposta presenta una sequenza di rocce contenenti calcite e silicati di calcio: alla diminuzione percentuale della prima corrisponde un aumento graduale dei secondi. Se la sequenza litologica dei profili studiati corrisponde ad un ciclo di sedimentazione, una correlazione tra i profili delle diverse unità carbonatiche, ivi inclusi anche i micascisti, potrebbero fornire argomenti di correlazione genetico-tettonica delle diverse unità.

A questo obiettivo della ricerca si pongono diversi ostacoli. Come già accennato, i rapporti di giacitura sono disturbati da faglie e pieghe che possono aver tolto una parte del profilo o lo possono eventualmente anche aver raddoppiato come è certamente il caso nello spesso affioramento del Torrone Rosso (v. fig. 43).

Inoltre si trovano nella sequenza riassunta dallo schema precedente, intercalazioni di anfiboliti poste prevalentemente al bordo della stessa e inserite tra i carbonati e le metapeliti. In un caso particolare, nell'unità Al Galletto-San Vittore-Giova, poco sopra San Vittore c'è una lente ultramafica inclusa nelle anfiboliti del contatto superiore. Talvolta la sequenza contiene anche rocce a felpato potassico interpretabili come magmatiche. Dovrebbero trattarsi di sottili lastre di basamento cristallino, inserite nella serie meta-sedimentaria in virtù di una tettonica di intensa scagliatura.

Rocce particolari: sono caratterizzate dalla presenza di fasi mineralogiche particolari. La dolomite è circoscritta a relativamente pochi affioramenti (v. tabella delle paragenesi, fig. 33).

Vesuviana e vollastonite furono trovate solo nella lente calcesilicatica E, presso Claro, situata anche in una posizione tettonica particolare, al contatto con pegmatiti (v. fig. 51).

Rocce calcitiche a grana finissima con tessitura fluidale (Fliesskalke): rappresentano varietà particolari incluse nelle unità carbonatiche (prevalentemente in A e B - v. fig. 32). Lo studio dei rapporti di giacitura nel contesto litologico dei profili, attraverso le serie carbonatiche e le osservazioni microscopiche dei relativi campioni, confermano l'origine tettonica di queste rocce.

Esse furono considerate in passato come il prodotto di una "metamorfosi selettiva", un processo dove la roccia non subì metamorfosi per circostanze tettoniche particolari (Gansser, Dal Vesco 1962). Questa ipotesi, che avrebbe eventualmente permesso di rintracciare strutture premetamorfiche (reperti fossili e mineralogia primaria) è tuttavia screditata dalle osservazioni summenzionate: queste rocce sono legate a zone di intensa tectogenesi. La struttura fluidale è visibile in una massa criptocristallina di calcite con relitti brecciosi di rocce calcesilicatiche e di singoli minerali delle stesse. E' evidente che si tratta di miloniti calcaree, ossia rocce metamorfiche carbonatiche che furono intensamente fratturate e quasi totalmente ricristallizzate in una fase successiva.

Piccole lenti calcesilicate incluse in gneiss listati oppure legate a grandi lenti di quarzo con differenziazioni pegmatitiche (per es. nelle cave di Arvigo) contengono grossi cristalli di calcite (10-15 cm di lato). Questi differenziati sono comuni all'interno delle unità carbonatiche e vengono descritti come una variante delle rocce calcesilicatiche. La loro struttura zonare rende propensi a considerarli di origine metasomatica.

2.4.3.2. La zona di Castione

2.4.3.2.1. Introduzione

Fu studiata da Mittelholzer (1936) e Dal Vesco (1952) nella sua continuazione occidentale, sulla sponda destra della Bassa Valle

Riviera. Il settore orientale verso Roveredo e fin verso al confine nazionale (Bocchetta di Paina) è stato cartografato da Kündig (1930-1937) e principalmente da Knoblauch (1923-1928), il cui materiale è apparso sul foglio no. 11, Iorio, della carta geologica (Atlante geologico della Svizzera, 1939). Il rilevamento geologico cartografico del presente lavoro è stato inserito nel foglio contiguo (no. 66, Bellinzona, 1974).

Le pietre dell'unità sono sfruttate in diverse cave di modo che negli ultimi annigli affioramenti sono stati modificati. In generale però la vegetazione che copre la collina di La Motta si è completamente inselvaticata, sia per lo stato di abbandono che per il periodico infierire di incendi nel periodo primaverile. In questo groviglio di rovi e di robinie è difficile riuscire a chiarire le connessioni litologiche dell'unità e in particolare le pieghe che ne illustrerebbero le strutture.

2.4.3.2.2. Situazione geologica dei rapporti di giacitura.

La collina di La Motta contiene la serie più estesa di rocce calcaree della regione. Nel suo proseguimento in direzione degli strati si assottiglia rapidamente. La zona di Castione ha l'apparenza di una grossa lente. Verso oriente domina una pieghettatura isoclinale intensa, con assi verticali. (Schlingensbau). Apparentemente gli strati di Castione sembrano paralleli ed in posizione verticale. Questa semplice ipotesi è condizionata da diversi fattori:

- a. una continuazione diretta sia verso ovest che verso est manca in superficie, poichè c'è una lacuna provocata dall'erosione glaciale e rispettivi depositi alluvionali alla confluenza delle due vallate, Riviera e Mesolcina.
- b. Il contatto a meridione con le rocce circostanti è pure sepolto dai materiali alluvionali, cosicchè non si conosce la potenza totale della serie e possibili ripetizioni litologiche.
- c. Il bordo settentrionale è tagliato da faglie. Interi pacchi di rocce sono tagliati in modo discordante e tettonizzati su una larghezza di circa 100 m. Cataclasi e ricristallizzazione modificano le strutture in modo esteso.

Per queste ragioni non è possibile appurare se esistono o no raddoppiamenti della serie dovuti a "Schlingensbau", se cioè gli strati paralleli riflettono una semplice sequenza sedimentaria solo alterata dalla metamorfosi, o se si tratta di fianchi subparalleli di pieghe isoclinali, o ancora se vi siano repliche dovute a incastro tettonico (come a Contra-Selvatica). La seconda ipotesi trova argomenti favorevoli nell'osservazione di strutture mesoscopiche, dove l'esposizione permette una chiara visione, e principalmente allorquando straterelli arricchiti di minerali resistenti emergono mostrando un'intensa struttura di pieghettature, pure isoclinali (per es. foto nella "cava bianca" Antognini Sud). Se l'estrapolazione è lecita (come lo mostra per es. lo stesso stile nelle pieghe su scala micro-, meso e macroscopica della zona Torrone Rosso-Cima di Rossiglione), l'ingrossamento della zona di Castione sarebbe causato da ripetizioni di fianchi paralleli di pieghe isoclinali.

Un altro indizio che conferma questa interpretazione è visibile nell'anfibolite al bordo meridionale della collina presso Bergamo (Castione) dove una piega isoclinale è ben visibile. Sussistono ulteriori argomenti in favore: nelle metapeliti della zona compresa tra l'Alta Val Cresciano - Mottone - Landarenca, questo stile geometrico è dominante e ben riconoscibile, grazie alla migliore esposizione degli affioramenti sopra il limite del bosco e della buona differenziazione della litologia. I limiti regolari e paralleli delle sotto-unità litologiche raffigurati nel rilievo di Mittelholzer (1936), non poterono essere riconfermati, in quanto derivanti da correlazioni di profili trasversali alla giacitura degli strati. A causa delle grosse e piccole faglie di dislocazione interna al complesso, il raccordo di profili appare molto problematico. Ad ogni modo nella carta geologica 1:25'000 del foglio Bellinzona, si optò per l'ipotesi più semplice: la correlazione lineare delle unità principali.

2.4.3.2.3. Descrizione petrografica.

2.4.3.2.3.1. "Castione nero" forma un grosso affioramento di circa 300 m di spessore, sfruttato nella cava Ambrosini e nella cava nord Antonini. Nella sua parte settentrionale è grigio-verde scuro, abbastanza massiccio, e a grana media. La composizione mineralogica è caratterizzata da minerali di silicato di calcio, poca calcite, scapolite, quarzo e plagioclasio basico (labradorite-anortite). Le fasi melanocratiche sono: diopside, grossularia e mica di colore rame scuro. A causa della scistosità poco sviluppata e della relativa isometria dei cristalli, il "Castione nero" viene estratto, spezzato in ghiaietto e usato come parte addizionale al bitume per asfaltare le strade nazionali.

Lo separa, a sud dal più famoso affioramento della cava Antonini, una sequenza di marmi impuri calcesilicati contenenti lamine di metapeliti. Sono contenute inoltre piccole intercalazioni di anfiboliti sottili e vene-lenti di quarzo con alumosilicati (v. tabella delle rispettive paragenesi fig. no.20 e 60, nel capitolo corrispondente). Il cosiddetto "granito nero" è estratto nella parte meridionale dell'affioramento. Il termine commerciale non rispetta la sua composizione. In effetti si tratta di una roccia a silicati di calcio come quella appena descritta, con la differenza che è di grana media grossa e con porfiroblasti di granato e diopside. E' idoneo alla levigazione e tollera l'esposizione all'aperto anche se gli agenti atmosferici naturali e quelli inquinanti (acido solforico) lo intaccano e ne ossidano i minerali. Questa pietra decora stabili bancari a Milano, uffici postali ecc. nel Ticino, e tra l'altro le colonne all'ingresso dell'ateneo Zurighese. L'esame microscopico è particolarmente interessante poiché oltre alla ricea-paragenesi si osservano complesse reazioni tra i minerali stessi: una reazione tra feldspato, quarzo, scapolite, e eventualmente piccoli feldspati potassici con circolazione di fluidi e formazione vermicolare di clinozoisiti (simile fenomeno è rappresentato nella foto fig. 37) in campioni della zona San Vittore-Giova.

In queste rocce furono osservati, negli interstizi tessiturali, piccoli grani di feldspato potassico. Un'altra modificazione comune è la trasformazione del bordo di porfiriblasti di diopside in un anfibolo verde chiaro (attinolitite?). Inoltre, come già accennato, si trovano mobilizzati leucocratici composti da quarzo in quantità dominante dalle altre componenti della roccia principale. I rapporti di giacitura e mineralogici sono molto simili a quelli descritti per le "Knauern" nelle metapeliti. Come in queste ultime il bordo della lente è più ricco di fasi e il passaggio non è repentino ma spesso si riscontra un graduale aumento nelle dimensioni delle singole componenti. Non si trova però una fase "esclusiva", con l'apparizione limitata ai corpi lenticolari (si pensi all'andalusite nelle lenti incluse nelle metapeliti). Le strutture delle lenti mostrano un allungamento parallelo alle lineazioni regionali ben sviluppato, con effetti più a guisa di "Stifte" che di "Flasern". Riassumendo la composizione tipica è:

componenti principali: plagioclasio (anortite), quarzo, diopside
componenti secondarie: biotite (flogopite, ricca di Fe), granato (grossularia) + scapolite
componenti accessorie: anfibolo, titanite, apatite, minerali metapelitici.

La scapolite e il feldspato potassico sono distribuiti irregolarmente, spesso a straterelli. Verso il contatto con le intercalazioni metapelitiche, la calcite diminuisce e la flogopite diventa più colorata (bruno-rossa). I minerali accessori scompaiono solo nella roccia confinante. Il feldspato potassico è arricchito in straterelli dall'aspetto più gneissico, mostrando una debole struttura a graticcio di microlino. Nel "Castione nero" trattasi di una fase tardiva, relegata agli interstizi tra gli altri minerali.

2.4.3.2.3.2. Marmi calcisilicati formano la parte principale della zona di Castione, come unità litologiche singole e come intercalazioni nelle altre rocce. Sono comuni e molto simili alle altre unità carbonatiche. Si rinuncia a trattarle in dettaglio, visto che è ben visibile il loro ruolo transitorio tra rocce con poca calcite e marmi più o meno puri (v. profilo dettagliato Al Galletto, allegato 11).

Per queste ragioni tale terminologia non può dare indicazioni assolute sui rapporti quantitativi tra le varie componenti. Sul terreno queste rocce risaltano per l'alterazione superficiale. La calcite si scioglie mettendo in evidenza i minerali chimicamente più tenaci con la loro organizzazione spaziale, cosicché la distribuzione dei minerali su straterelli e le piegheature della roccia sono molto ben visibili.

La composizione mineralogica tipica è:

componenti principali: quarzo, calcite
componenti secondarie: anortite, flogopite, variabili: scapolite, -diopside, granato

componenti accessorie: felspario potassico, miche chiare, attinolit
tormalina, apatite, titanite, minerali me-
talliferi.

Il quarzo forma singoli cristalli allungati o venette di cristalli
intimamente addentellati tra loro.

2.4.3.2.3.3. I marmi sono bianchi. La striatura mette in risalto
le deformazioni strutturali. La scistosità è poco pronunciata, pro-
prietà che li rende idonei alla lavorazione in blocchi, come il
"granito nero". Prevalentemente si usano però sotto forma di lastre
levigate per rivestimenti esterni e interni di immobili.

Tipici sono gli straterelli composti prevalentemente da flogopite,
bruno-rame ad occhio nudo e leggermente pleocroica in sezione
sottile. Le componenti, secondarie sono disposte su piani paralleli
e talvolta concentrate in piccole lenti a carattere calcesilicatico.

Composizione dei marmi:

componente principale: calcite

componenti secondarie: quarzo, flogopite

componenti accessorie: anortite, titanite, apatite, e minerali me-
talliferi.

componenti eccezionali: diopside, granato

Un banco compatto di uno spessore di 20-30m è sfruttato in una cava
a sud degli affioramenti e un altro è abbandonato. In quest'ultima
si notano ottime strutture isoclinali e una intercalazione boudinata
di marmo calcesilicatico (v. fig. 81).

2.4.3.2.3.4. Carbonati tettonizzati: Una sequenza interessante
di rocce carbonatiche forma il bordo nord-occidentale della zona
di Castione. Essa confina a sud con il "granito nero", sfruttato
per la pavimentazione stradale. Negli ultimi anni l'estrazione in-
tensa del "granito nero" ha esposto nuovi affioramenti di carbonati
che fino al 1960 erano seppelliti sotto il detrito e sotto un picco-
lo cono di deiezione (alla base della valletta che segna la faglia
di separazione tra la zona di Castione e gli gneiss a felspario po-
tassico della zona di Roveredo). Macroscopicamente si vede una serie
di strati paralleli con colori da rosso-beige a bianco-verdognolo.
Non si tratta per la verità di una sequenza litologica primaria
di origine sedimentaria; l'osservazione al microscopio mostra una
sequenza di rocce intensamente deformate e ricristallizzate. Ci
sono "Fließkalke" grigio-blù, ossia miloniti calcaree, marmi più
o meno puri e impuri tettonizzati unitamente ad una anfibolite pure
tettonizzata. Conseguentemente ai movimenti lungo la faglia, tutta
la serie di rocce limitrofe è stata frantumata. Le componenti si
sono mosse come nuotando in un impasto plastico, che si è poi ricri-
stallizzato formando una massa criptocristallina a tessitura fluida-

le. La composizione mineralogica della roccia prima della cataclasi è ricostruibile sulla base di quegli elementi cataclastici ancora riconoscibili ed analizzabili. Si tratta di quarzo, plagioclasio basico, diopside, flogopite ecc. . La calcite è presente ancora con cataclasti dalle lamine di geminazione molto deformate e cosparse da una polvere di ossidi ferrosi. Già Mittelholzer (1936), tavola 4, foto 6), mostra un ottimo esempio di milonite calcarea.

2.4.3.3. La zona Al Galletto-San Vittore-Giova

2.4.3.3.1. Introduzione

Seguire esattamente gli affioramenti e studiarne la litologia, rappresentava il mezzo per chiarire:

- a. Se la zona formasse una unità da ricollegare alla zona di Castione. In tale modo lo stretto margine di rocce, che tra Al Galletto e Castione separano le rocce carbonatiche, corrisponderebbe a una scaglia tettonica della falda di Simano. Se così non fosse la stessa zona di gneiss rappresenterebbe la radice estremamente strozzata della coltre superiore (Adula), la quale raggiunge nella sua estensione settentrionale una potenza di diversi km, mentre qui sarebbe ridotta a poche centinaia di metri.
- b. Se un paragone con la zona dei marmi del Pizzo di Claro potesse o no confermare la tesi che l'Al Galletto separa la coltre di Simano dalla sovrastante coltre dell'Adula e che tra questa e la coltre del Tambo sarebbe da inserire l'unità carbonatica "Castione-Bocchetta di Paina-Forcola-marmi di Mesocco-San Bernardino".

2.4.3.3.2. Localizzazione degli affioramenti

A nord di Castione, nella zona Al Galletto, i marmi affiorano dai depositi alluvionali del Ticino e s'inerpicano verticalmente verso la montagna. Benchè tagliati e dislocati poco sopra il fondovalle da una faglia, vengono ritrovati sull'altro fianco della frattura. A nord delle casine abbandonate di La Motta, i marmi di Al Galletto solcano una selletta sullo spartiacque, per poi ridiscendere la Vallontra verso Lumino-Monticello, dove sono ripetutamente interrotti da faglie. 250 m di gneiss biotitici a feldspato potassico separano l'unità dell'Al Galletto da quella di Castione, sul fianco della Riviera. Sul fianco Mesolcinese invece la separazione si riduce a meno di 100 m. Però una serie di zone di frattura taglia discordante i marmi di Castione, come pure le rocce della zona di Roveredo. Mittelholzer la chiama "gneiss verdi" e pone in concomitanza con questi affioramenti, sulle cartine tettoniche, punti di domanda. Dall'analisi microscopica si deduce che si tratta delle stesse rocce del fianco occidentale (gneiss chiari, poco scistosi a feldspato potassico), intensamente tettonizzate e parzialmente ricristallizzate, definibili come blastomiloniti.

2.4.3.3.3 Il profilo presso Al Galletto (v. allegato II.)

Durante la costruzione degli edifici della Genetelli SA, gli affioramenti furono liberati dalla vegetazione e parzialmente anche dal detrito. In seguito, una parte del profilo è stato nuovamente celato dalle costruzioni.

2.4.3.3.3.1. Introduzione

L'intera serie di rocce non è delimitata in modo chiaro da orizzonti tettonici. A nord il passaggio verso gli gneiss granitici (tettonicamente più profondi) è graduale.

Le rocce acide chiare diventano scure, scistose, aumenta la mica e appaiono intercalazioni anfibolitiche. Le prime rocce carbonatiche sono raccolte in lenti incluse nelle metapeliti. A sud la prima e più potente unità carbonatica è separata dal corpo principale da una serie di gneiss a feldspato potassico. I rapporti tra le varie rocce non sembrano indicare separazioni tettoniche. Al confine meridionale seguono: dapprima un'anfibolite, poi metapeliti ricche di mica. Queste confinano con gli gneiss granitici a feldspato potassico. Questi gneiss chiari hanno un'apparenza macroscopica diversa da quelli che giacciono al contatto settentrionale: formano banchi più massicci e non contengono le bande di mobilizzati caratteristiche negli altri.

Riassumendo, dalle osservazioni fatte sul terreno, si nota che il complesso carbonatico è suddivisibile in due gruppi, dei quali quello a sud, con circa 40 m di spessore, è circa 4 volte più potente dell'altro. La composizione petrografica è invece molto simile: un'alternanza di rocce carbonatiche impure, intercalazioni di marmi più o meno puri e rocce formate da soli silicati di calcio. Lo sviluppo parallelo di due zone carbonatiche è tipico di tutta l'unità, fino in Bassa Val Calanca. E' quindi da escludere uno sdoppiamento locale dovuto a ripiegamenti o a tettonica a scaglie.

2.4.3.3.3.2. Descrizione petrografica delle rocce del profilo.

Lungo l'asse dello schizzo del profilo sono indicati i luoghi di prelievo con i rispettivi numeri di campioni. Le rocce sono simili a quelle viste nella zona di Castione. La descrizione si attiene all'osservazione sul terreno e in sezione sottile. Vi sono rocce carbonatiche a poca distanza da rocce a feldspato potassico, ma tra loro si inserisce sempre una sequenza transitoria di metapeliti.

Una transizione tipica è composta da:

1. gneiss a due miche o gneiss biotitici a feldspato potassico.
2. scisti biotitici
3. anfiboliti
4. carbonato.

Feldspato potassico + muscovite sono fasi incompatibili con le paragenesi carbonatiche poichè spariscono al contatto tra rocce carbonatiche e gneiss chiari. La sequenza sopra descritta ha un carattere

più metasomatico che di ciclo sedimentario. Si confronti con la discussione sulle associazioni di Cant (capitolo 2.4.3.6.) e sulle rocce verdi (capitolo 2.5.).

2.4.3.3.3. Osservazioni particolari delle microstrutture.
Benchè discusse in un contesto generale nel capitolo sull'analisi strutturale, è utile per completare il quadro della giacitura delle rocce, precisare qualche dettaglio. Le rocce sono pieghettate. Gli assi hanno un'orientazione affine alle altre strutture lineari presenti nelle stesse rocce e nelle confinanti (v. carta delle strutture, allegato no. IV.).

Pieghe di grossa mole non sono visibili, nè si riconoscono orizzonti tettonici ben definiti sul tipo del limite tettonico al confine settentrionale della zona di Castione. Esistono però alcune miloniti calcaree (Fliesskalke) circonscritte a sottili strati in rapporto talvolta a pieghe strozzate (v. profilo allegato IV, al m. 138). Al m. 143 si notano intercalazioni di queste rocce criptocristalline associate a piccoli orizzonti di scorrimento.

Un esempio di analisi microscopica in una milonite calcarea a contatto con un marmo impuro è la descrizione del campione 518. La roccia originale - un marmo con minerali di silicati di calcio - fu frantumata; i minerali sono spezzati, arrotondati ai bordi e deformati. Questi fenomeni portano alla formazione di grani cataclastici che hanno perso i margini di crescita idioblastica e sono stati circondati da una matrice di piccoli frammenti. (Mörtelkranz). La calcite e il plagioclasio mostrano anche l'influsso delle forze meccaniche: la calcite ha zone d'estinzione ondulosa e geminazioni curvate nello stesso individuo. Nel plagioclasio si osservano geminazioni curve e cuneiformi. La matrice è formata dalla ricristallizzazione criptocristallina di calcite. Inclusioni di grafite, granelli di quarzo e la ridisposizione sotto tensione dell'ammasso cataclastico sotto tensione ha originato una struttura fluidale caratteristica. Nella sezione si osservano grani cataclastici tagliati in modo netto e discordante dalla massa criptocristallina, una chiara documentazione della pluralità degli eventi dinamici, che perciò si protrassero per un certo tempo. D'altro canto non si notarono altri accenni di ricristallizzazioni oltre al ricostruirsi della matrice di calcite. Il diopside è arrotondato talvolta spezzato lungo piani cristallografici (per es. geminazione lamellare); le lacune sono riempite dalla matrice ricristallizzata. Una flogopite mostra i piani cristallografici 001 fortemente piegati, con formazione di "Kinkbands". Anche in questo esempio le dislocazioni staccarono parzialmente le singole lamine del cristallo e in seguito la matrice calcarea riempì lo spazio vuoto.

Un altro esempio di deformazione è stato osservato nella sezione no. 816, in un marmo impuro dell'Al Galletto: la grammatite, per altro atipica nella paragenesi della parte meridionale degli affioramenti carbonatici, ha subito un microboudinage: è stata spezzata in direzione dell'asse cristallografico e la zona di frattura è stata riempita dalla matrice.

L'estinzione ondulosa all'interno dei frammenti mostra che la deformazione ha piegato il cristallo prima di spezzarlo. Presso Monticello si ritrovano diverse sequenze carbonatiche. A livello macroscopico sono visibili pieghe isoclinali e assi verticali "Schlingengbau", che all'origine potrebbero essere delle ripetizioni carbonatiche più o meno parallele. L'affioramento che edifica la collina del Dazio è formato da una sequenza di marmi impuri abbastanza alterati, con una intercalazione calcesilicata simile al "Castione nero". La correlazione geometrica sulla base della giacitura, non tenendo conto di dislocazioni in senso nord-sud, che sono però molto probabili, lascia supporre che si tratti della continuazione della zona di Castione, mentre gli affioramenti a nord del villaggio apparirebbero alla zona dei marmi di Al Galletto-Giova. In questo caso la zona degli gneiss di Roveredo coinciderebbe con una depressione morfologica simile al bordo tettonizzato a nord di La Motta.

2.4.3.3.4. Il profilo di San Vittore-Giova

2.4.3.3.4.1. Introduzione

Posizione: nella zona San Vittore-Lodano-Giova-Bassa Val Calanca occidentale, una sequenza di rocce carbonatiche, anfiboliti e metapeliti separa gli gneiss a due miche (spesso con felpato potassico) poste a nord dalle metapeliti con alumosilicati sul lato sud. Si tratta della separazione tra gli gneiss della falda di Simano e le metapeliti della zona di Roveredo, che da ovest verso est si inspessiscono rapidamente. La zona è tagliata da fratture perpendicolari alla giacitura degli strati. La più importante è la faglia di Giova: il fianco orientale della faglia è spostato a nord, rispetto al fianco occidentale (v. carta geologica, allegato III e fig. 32). La terminazione dei marmi verso la Val Calanca della zona di Giova coincide pure con una frattura di faglia. Queste faglie sono evidenziate da vallette molto incise. Per il resto la morfologia è dominata da strutture erosive parallele all'inclinazione degli strati.

L'insediamento di Giova si trova tra rocce montonate, levigate dal ghiacciaio che scendeva dalla Val Calanca in direzione nord-sud.

2.4.3.3.4.2. Descrizione petrografica del profilo tra San Vittore e Lottano.

Si è rilevato il profilo tra San Vittore e Lottano (v. fig. 35) poichè vi affiora una sezione completa in concomitanza con l'unica associazione di marmi e rocce ultramafiche della zona di studio, un fenomeno che invece è comune nell'orizzonte tettonico della cima di Gagnone, sullo spartiacque tra Val Riviera e Valle Verzasca (Dal Vesco 1953).

Sui due fianchi della zona carbonatica seguono rocce metapelitiche che si trovano anche intercalate ai marmi. Gli gneiss a felpato potassico hanno un notevole sviluppo soprattutto verso nord, ma anche verso sud. Nei marmi essi si inseriscono solo come sottile intercalazione. La piccola faglia interna alla zona carbonatica (circa a metà profilo) interseca con lieve discordanza gli strati,

tagliando una serie spessa circa 5-10m di rocce calcesilicatiche simili al "Castione nero". Le stesse non figurano perciò nel profilo, ma furono rilevate nella stessa sequenza di rocce esposte sopra San Vittore. In una tessitura a fini straterelli si susseguono alternanze (nell'ordine di cm) di scisti minacei con granato e plagioclasio, anortite, calcite, diopside, flogopite, più o meno granato e accessori. Pietre verdi e rocce carbonatiche mostrano una tendenza generalizzata ad apparire associate. La tettagenesi ha piegato e stirato le rocce. L'anfibolite più competente forma "boudins", mentre i marmi occupano con tessitura fluidale gli interstizi lasciati liberi (v. fig. 76).

Nel tetto del complesso si inserisce una lente molto appiattita e allungata di rocce ultramafiche.

In sintesi si osservano nel profilo sequenze zonari e simmetriche attorno ai carbonati del tipo:

- scisti a 2 miche
- scisti a biotite
- anfiboliti
- marmo più o meno impuro
- anfiboliti
- scisti a biotite
- scisti a due miche

Fig. 35a: Profilo attraverso - la zona di S. Vittore - :

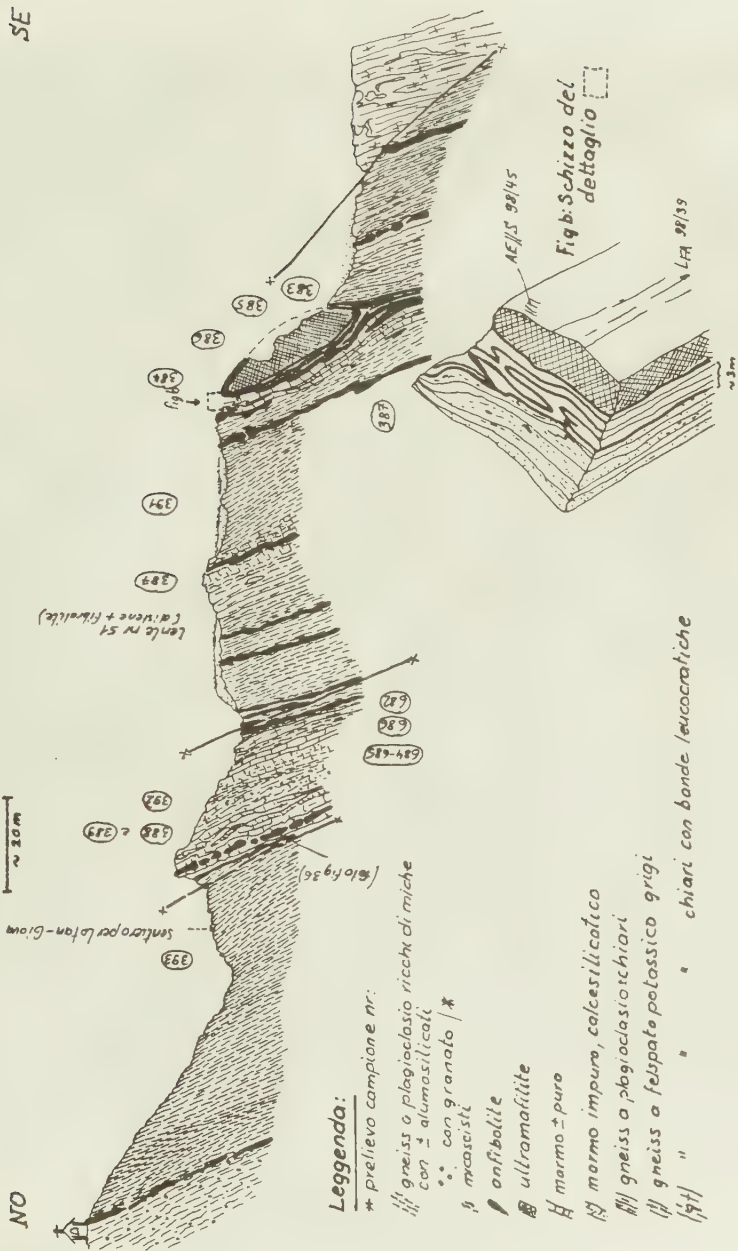


Fig. 36 Fotografia dell'anfibolite boudinata.

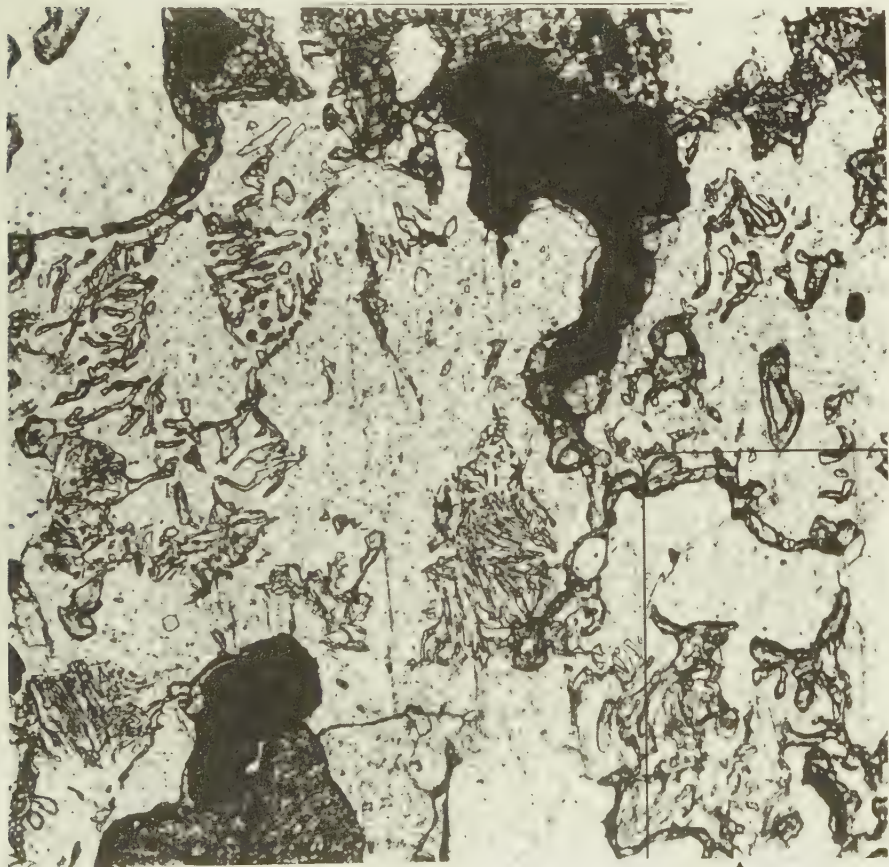


Leggenda della fig. 36



- ① Anfibolite boudinata
- ② marmi a calcite
- ③ marmi calcesilicatici

Fig. 37 In un campione - no. 130, fig. 33 - prelevato nei calcesilicati presso Lottan si denota una tessitura di instabilità mineralogica. (fig. 37). Clinozoisite con struttura vermicolare giace in un cristallo di anortite. Simili reazioni, meno pronunciate, sono visibili anche nei calcesilicati della zona di Castione.



(v. fig. 39) dettaglio

2.4.3.3.4.3. Descrizione petrografica della terminazione dei marmi nella zona di Giova.

E' stato rilevato un profilo in una valletta incassata formatasi parallelamente a una faglia. I marmi si situano poco sopra la nuova strada della Calanca tra la galleria e il ponte sopra la Calancasca (v. cartina della localizzazione dei marmi, fig. 32). Durante la costruzione della strada furono rilevate piccole lenti di marmo poco prima del ponte che però non potei più ritrovare. Ricevetti dal Prof. E. Wenk un campione che al microscopio si rilevò formato da:

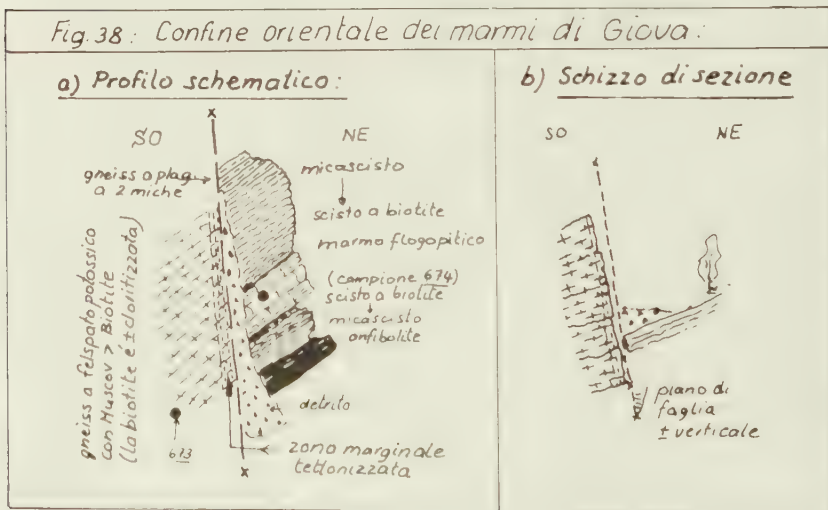
componenti principali: quarzo, plagioclasio, calcite

componenti secondarie: diopside, clinozoisite,

componenti accessorie: feldspato potassico, orneblenda, clorite, titanite e minerali metalliferi.

L'affioramento principale che scende da Giova termina tagliato da una faglia (v. fig. 38).

Fig. 38: Confine orientale dei marmi di Giova:



Il profilo schematico mostra che sui fianchi della valletta, la giacitura continua parallela ma gli strati sono diversi. Lungo la faglia c'è una zona di 10-20 cm di ultramylonite (la roccia è ridotta in una fine polvere grigia). Le rocce a feldspato potassico sono

dapprima deformate da fagliette parallele al piano di dislocazione principale. Poi, allontanandosi da questa, la roccia è alterata mostrando miche cloritizzate. Sul luogo affiora solo un marmo di circa 1 m di spessore, ma poichè vi giace molto detrito, non si può verificare il profilo completo. Più in alto segue un altro banco di marmo.

Descrizione microscopica del marmo (campione 674):

componente principale: dolomite
componenti secondarie: calcite, flogopite
componenti accessorie: quarzo, minerali metalliferi
componenti eccezionali: tremolite,

La dolomite domina il tessuto granulare dalla struttura da grano a lepidoblastica, con cristalli xenomorfi un poco tettonizzati. La calcite è confinata a un ruolo secondario negli interstizi tra la dolomite, La flogopite è da incolore fino a bruno-chiara. Assieme al quarzo le lamine di mica conferiscono alla superficie alterata della roccia un'apparenza sabbiosa. La tremolite è distribuita in modo disuguale, poichè si trovarono alcuni piccoli cristalli idiomorfi in un angolo della sezione.

2.4.3.4. Considerazioni di confronto tra la zona di Castione e di Al Galletto-San Vittore-Giova.

Nei singoli profili attraverso la giacitura la composizione mineralogica è così simile da non permettere di differenziare i diversi segmenti della zona. Le differenze strutturali e tessiturali della roccia variano più a scala locale (affioramento) che a scala regionale (unità litologica). Manca dappertutto la dolomite.

La differenza più vistosa si riscontra nella grossa massa di roccia calcesilicatica ("Castione nero") della zona A, mentre che nella zona B queste formano lenti all'interno delle rocce più ricche di calcite. Si ricordi tuttavia che un confronto valido di distribuzione litologica è irrisorio poichè non si sa :

- a. se la zona di Castione sia o no una sequenza ripetuta di pieghe a fisarmonica.
- b. non si conoscono i bordi della zona, ossia l'estensione e relativa composizione globale del profilo e ciò a causa delle faglie a nord e della lacuna erosiva sul fianco sud.

Una constatazione importante, valida per entrambe le zone, va fatta sulle reazioni osservate nelle circa 250 sezioni sottili. Si denotano reazioni di riassetamento paragenetico dovuto a instabilità di fase: trasformazioni pseudomorfe di diopside in un anfibolo, bordi scolorati delle scapoliti xenomorfe e intenso addentellamento delle componenti (interpretabili come indizi di processi non compiuti, senza che alla fine si sia raggiunto un equilibrio).

Spetterà a una ricerca più geografica e concentrata sulle singole unità litologiche approfondire questo tema, troppo specifico per la presente ricerca che persegue obiettivi di carattere geologico-tettonico regionale.

Esempio di una reazione osservata nel campione 962 della zona di Giova, raccolto presso Lottano.

Composizione della roccia:

componenti principali: quarzo, anortite

componenti secondarie: calcite, diopside, granato

componenti accessorie: atinolite, clinozoisite, titanite, minerali metalliferi.

Megablasti di plagioclasio includono cristalli relittici di diopside xenomorfi-ameboidi. Altre piccole inclusioni di forme ovoidali sono: quarzo, calcite, titanite, e clinozoisite a struttura mirmechitica.

Gli aggregati relittici di diopside, separati tra loro ma rinchiusi nello stesso plagioclasio, hanno un'orientazione ottica e colori d'interferenze identici. La clinozoisite vermicolare rimpiazza il plagioclasio al contatto con inclusioni di quarzo, diopside e granato e non è mai presente attorno a inclusioni di calcite e di titanite.

Nello schizzo seguente (tratto dalla foto fig. 37) si riscontrano formazioni di clinozoisite mirmechitica all'interno del plagioclasio come pure di contatto tra plagioclasio e minerali metalliferi o plagioclasio e quarzo (per es. al bordo superiore destro fig. 39). In questo ingrandimento della sezione sottile si nota come la clinozoisite non segua la lamella di geminazione del plagioclasio e come può superare, senza modificarsi il confine dei grani contigui di plagioclasio.

Il diopside è più o meno trasformato in anfibolo verde chiaro, a partire dall'esterno. In fasi avanzate si hanno aggregati relittici di diopside avvolti da anfibolo, con arricchimento di ossidi di ferro o granelli di calcite ricristallizzati parallelamente alla sfaldatura. Il granato ha spesso struttura peciloblastica e talvolta ad atollo.

Fig. 39:

Schizzo di dettaglio della
microfotografia fig. 37.



Fig. 40 Schizzo della zona Pizzo di Claro - Cima di Rossiglione



Legenda fig. 40

-  detrito di folda
-  vegetazione folta che nasconde
gli affioramenti

Gneiss a feldspato potassico:

-  gneiss chiari e ⁺ compatti
-  gneiss occhiadini
-  gneiss a grana indifferenziata ⁺ scuri
-  Anfiboliti ;  corpo ultrabasico
-  rocce carbonatiche
-  gneiss a micascisti a oligioclasio (metapeliti) con
banchi contenenti aluminosilicati, granato, ecc.

2.4.3.5. La zona del Pizzo di Claro-Torrone Rosso-Cima di Rossiglione

2.4.3.5.1. Introduzione

Sulle pendici più elevate della regione di studio, corrispondenti ai due fianchi dello spartiacque tra Riviera e Calanca è esposta una serie di rocce carbonatiche. Esse iniziano sulla sommità del Pizzo di Claro, un poco più a nord della culminazione tettonica degli strati, là dove questi passano da posizione subverticale a giacitura verso nord-est. La struttura è caratterizzata da ampie pieghe e intersezioni lungo piani di faglie che interessano anche tutto il complesso roccioso sotto- e sovrastante. Nella cima di Rossiglione i marmi si ripiegano e si interrompono in una strozzatura cuneiforme (v. schizzo riassuntivo della zona, fig. 40).

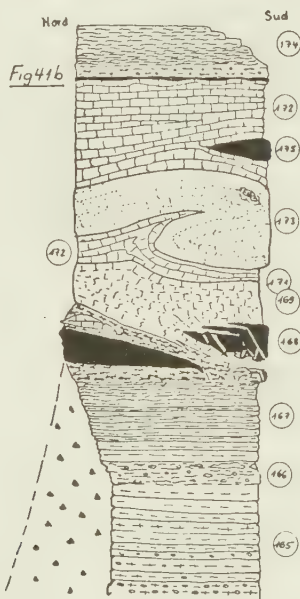
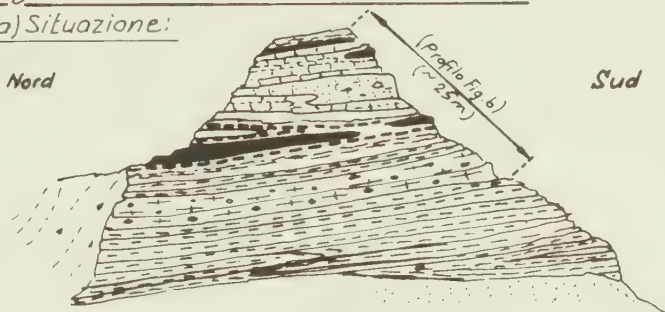
La connessione diretta con i marmi del Torrone Alto è probabile, però la loro prosecuzione sul fianco orientale verso Landarenca proposta da Strasser (1928), è ipotesi non condivisa. La struttura dell'intera regione è molto più complessa di ciò che i rilievi di Strasser lasciano intuire. I profili di dettaglio aprono la via ad altre ipotesi che verranno in seguito precisate (v. pag. 101 e 166 ecc.).

2.4.3.5.2. Il profilo del Pizzo di Claro.

2.4.3.5.2.1. Situazione

Fig. 41: Profilo del Pizzo di Claro:

a) Situazione:



Leggenda:

- micascisto
- gneis a plag. + biotite
- " " + zmiche
- gneis a fclsp. polass.
- " " (var. occhiad.)
- gneis a plag. + ornebl.
- anfibolite
- marmi puri (calcite)
- marmi calcesilicatici
- calcesilicati felsitici
- granalo
- lente, nodulo di quarzo
- detrito
- campione (v. tabelle delle paragenesi)

Nel profilo si nota un ingrossamento cuneiforme dell'anfibolite alla base dei marmi. Non si vedono chiare indicazioni di faglie; è perciò più probabile che sia dovuto a pieghe isoclinali. Pieghe di questo tipo sono per altro ben visibili nei marmi, grazie alla loro diversificazione in bande separate, causate da arricchimenti di gránelli di quarzo e di flogopite (v. foto nel capitolo dell'analisi delle strutture geometriche, fig. 73 e 74).

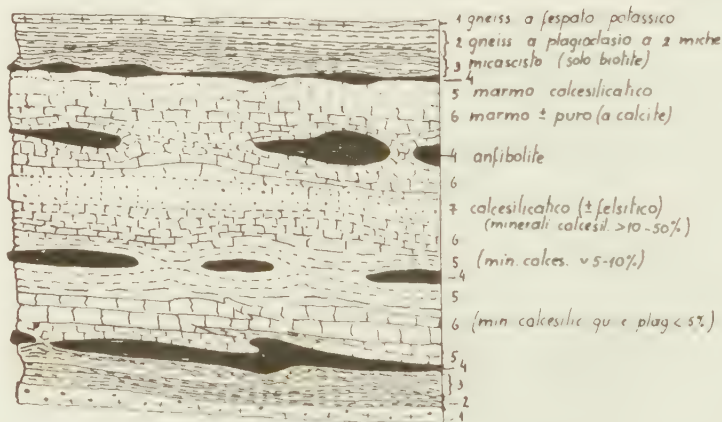
2.4.3.5.2. Il profilo a nord del Pizzo di Claro

Descriviamo la zona settentrionale del Pizzo di Claro: la tessitura della roccia è caratterizzata da lenticelle "biassiali" separate da muscovite e biotite, quarzo e plagioclasio. Le lenticelle sono formate da grani allungati e appiattiti. In ordine decrescente appaiono i seguenti minerali: quarzo, plagioclasio e feldspato potassico. Sono tutti deformati, mostrando spegnimento onduloso. Il quarzo inoltre è leggermente biassiale e si suddivide in "subgrains".

Non si tratta di porfiroblasti ma della tettonizzazione di gneiss a feldspato potassico dove i processi di deformazione prevalgono sulla ricristallizzazione.

2.4.3.5.3. Il profilo a nord del Pizzo di Claro.

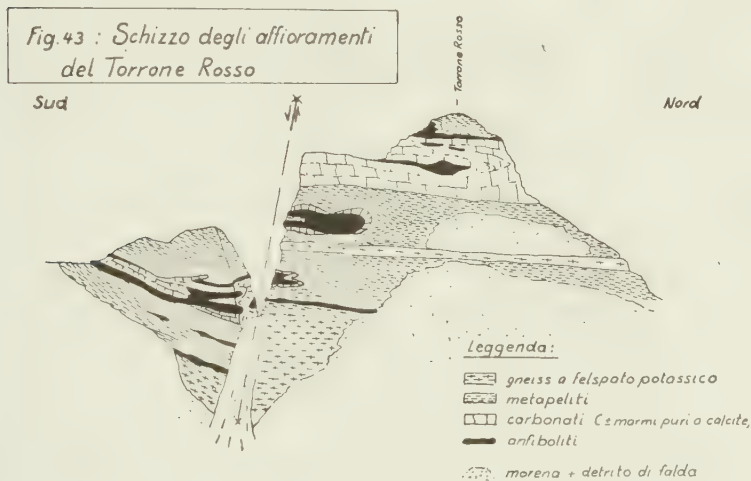
Fig.42 Profilo attraverso i marmi (o nord del P. di Claro)



E' evidente una sequenza litologica simmetrica. Tra gli gneiss a plagioclasio ed il marmo si inseriscono straterelli di scisti biotitici e anfiboliti. Verso nord, notevolmente più in basso, appare una scaglia carbonatica delimitata da fratture (punto d. dello schizzo precedente). Segue lungo la crina, ben esposta, la zona carbonatica del Torrione Rosso.

2.4.3.5.4. Il profilo del Torrione Rosso.

Il toponimo si rifà all'alterazione rosacea dei marmi. Gli stessi presentano uno sviluppo notevole, ben visibile da lontano, che permette di distinguere la vetta dalle altre contigue inequivocabilmente. E' l'affioramento carbonatico più potente della zona. Sul suo fianco nord e in affioramenti tettonicamente più bassi si vedono pieghe isoclinali coricate (riportate nello schizzo fig. 43). La struttura interna simmetrica conferma il raddoppiamento dell'unità. La bocchetta a sud del Torrione Rosso coincide con una faglia chiusa che marca una dislocazione verticale di 20-30 m verso l'alto delle rocce situate a nord rispetto quelle disposte a sud.



2.4.3.5.5. I marmi della conca di Stabvedro.

Procedendo verso nord sul crinale del Torrione Rosso si susseguono diversi orizzonti di rocce carbonatiche disposte in grandi pieghe. La correlazione generale tra loro e con i profili più settentrionali è evidente dalla struttura generale e dai rapporti di giacitura sia dei marmi che delle rocce confinanti. Un'analisi più dettagliata mostra tuttavia un'intensa deformazione che lascia perplessi (sistemi di pieghe e sistemi di faglie). Uno schizzo panoramico riassume gli affioramenti del fianco della Calanca sopra la Conca di Stabvedro, sulla parte centrale della zona (come si vede nello schizzo generale, fig. 40). L'analisi degli affioramenti è ripresa nel capitolo delle strutture (v. fig. 71).



Si nota la presenza di pietre verdi al bordo delle zone carbonatiche. C'è una distribuzione asimmetrica rispetto ai due contatti. La diversificazione del colore nelle varie rocce facilita le correlazioni e quindi la ricostruzione del quadro geologico-strutturale. Nei dettagli però non vi è univocità. Le differenziazioni petrografiche rilevate sono riassumibili come segue:

1. marmi calcarei-dolomitici con flogopite, quarzo e anortite, localmente grammatite. Al contatto con le anfiboliti ci sono lenticelle e straterelli a carattere metasomatico di actinolite.
2. marmi impuri a calcite con contenuto superiore di flogopite quasi incolore, quarzo e anortite.
3. marmi ben stratificati, arricchiti in silicati di calcio: dall'apparenza giallo-verdognola macchiata, con alterazione superficiale sabbiosa.
4. rocce calcesilatiche con poca calcite. Sono verdognole a causa del diopside. Strati lentiformi in alcuni affioramenti.

La dolomia è relegata a singoli orizzonti secondari, probabilmente esclusi dalla serie carbonatica principale. Le rocce da 2 a 4 mostrano passaggi gradualmente tra loro. Le prime due formano il 90% del materiale. Il tipo 4 è limitato piuttosto a strati lentiformi o straterelli di separazione della zona di contatto tra tipo 2 e anfibolite. Mancano la scapolite, il granato e la clinozoisite ritrovate nelle altre zone.

La grammatite è relativamente frequente, anche se poco abbondante. Localmente è arricchita in straterelli-lenticolari bianchi e dall'aspetto sericeo. Riassumendo, questo settore centrale delle rocce carbonatiche è composto da diversi orizzonti poco potenti, piegati in ampie strutture isoclinali che danno l'impressione di uno "Schlingensbau" con assi e piani di pieghe coricati.

2.4.3.5.6. Il profilo della Cima di Rossiglione (fig. 45).

Sul filo del Pizzo di Claro sopra l'Alpe di Rossiglione, dal lato Calanca ma anche sull'alta Val Cresciano (lato Riviera) affiorano in grandi pieghe le rocce descritte nei profili precedenti. La composizione mineralogica è più o meno costante, ma le strutture sono importanti: da lontano sembra che un pacco di strati giaccia con una pendenza regolare verso nord-est. L'intersecazione dei piani di giacitura con la morfologia risulterebbe in linee che scendono oblique verso la Calanca.

La fig. 45 ripropone questa situazione e mostra come in dettaglio domini piuttosto una sequenza ripetuta di pieghe; le linee oblique del paesaggio corrispondono così a piani assiali e non necessariamente alla giacitura. Conseguentemente i marmi della Cima di Rossiglione non scendono verso Landarenca come proponeva Strasser.

Questa rettifica ha un certo peso per l'interpretazione tettonica, poichè è questo orizzonte litologico che definisce il limite tettonico tra la falda di Simano e la sovrastante dell'Adula.

Fig. 45 a Schizzo della Cima di Rossiglione



Fig. 45 b Rilevamento delle pieghe nella sezione A B



L'esposizione delle rocce è ideale poichè la morfologia piramidale del Pizzo permette un'ottima visione tridimensionale dei rapporti di giacitura. E' stato rilevato in dettaglio il profilo AB, che è tagliato obliquamente dall'erosione. La ricostruzione reale dello stile delle pieghe è stato ottenuto per mezzo di uno svolgimento geometrico del profilo visto parallelamente agli assi (fig. 45 b).

2.4.3.6. La zona di Cant

2.4.3.6.1 Introduzione

Il monte di Cant giace a metà tra Landarenca e i monti di Arvigo. Poco a sud degli stabili affiora una sottile sequenza di rocce carbonatiche associate a pietre verdi e inserito nel complesso metapelitico. Quest'ultimo si estende poi a tutto il fianco destro della valle. I carbonati di Cant affiorano, lungo la direzione di giacitura, per qualche centinaio di metri. Verso sud essi terminano a rido della Valle di Arvigo. Un legame con i marmi delle altre zone descritte prima non è correlabile con sicurezza.

Un raccordo diretto è comunque improbabile. Il profilo trasversale tra il piano di scistosità dei marmi della Cima di Rossiglione e quello di Cant ha uno spessore verticale di più di 500 m. Pur tenendo conto delle pieghe, che impediscono confronti diretti tra livelli di rocce, è pure importante osservare che nella zona intermedia delle pendici della montagna furono cartografati livelli di anfibolite che mostrano una giacitura abbastanza regolare, senza ripiegamenti isoclinali molto marcati, come è il caso per la parte opposta della regione in Val Cresciano (v. profilo trasversale, allegato I, E 1).

2.4.3.6.2. Il profilo di Cant (v. fig. 46)

Il profilo mostra una sequenza litologica particolare, poichè vi appaiono fasi mineralogiche nuove.

Il disegno no. 46 a mostra la sequenza schematica della litologia della zona, mentre lo schizzo no. 46 b specifica una sezione tipica del profilo.

Fig.46 a: Cant, situazione generale

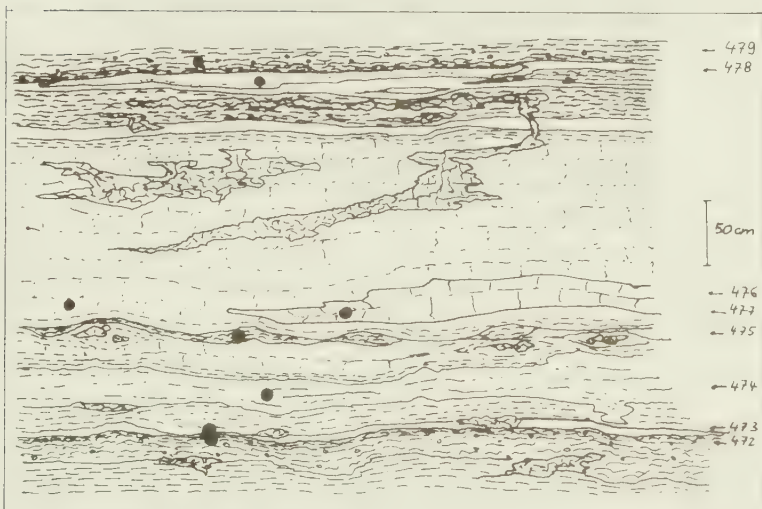
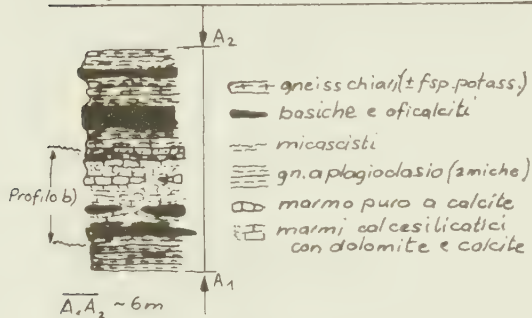


Fig.46 b: Schizzo di dettaglio

vene quarzo
prelievo campioni

2.4.3.6.3. Osservazioni microscopiche

Le denominazioni litologiche illustrate negli schizzi precedenti si osservano fino a scala microscopica.

Le sezioni sottili dei prelievi 473 e 478 (localizzate nella fig. 46 b) mostrano una sequenza alternata di straterelli a calcite più dolomite, più biotite con granato verde e clinozoisite.

Fig 47: Schizzo del campione 473



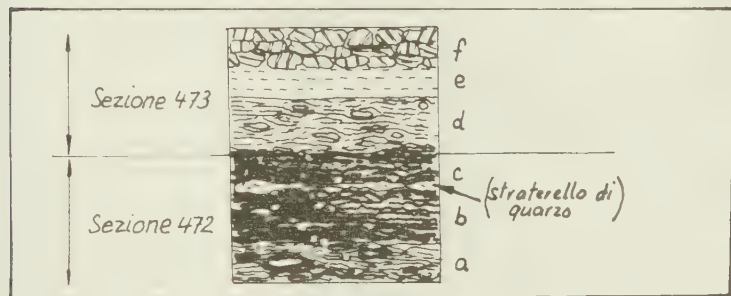
Leggenda v. Fig 47

La roccia da cui proviene il prelievo 476 forma la massa principale dell'affioramento. Essa è simile alle descritte eccetto per il granato e la clinozoisite che mancano e per la biotite che è meno abbondante. Per tutte e tre sono invece caratteristici i cristalli ben formati di dolomite, che formano il tessuto granoblastico principale della roccia, mentre la calcite xenomorfa è relegata a un ruolo riempitivo tra i cristalli di dolomite.

Gli strati più o meno puri di calcite (tipo 477) mostrano anche una tessitura particolare: la calcite (99% della roccia) forma un mosaico regolare di cristalli dalla geminazioni polisintetica fortemente ricurva (tettonizzata). Negli interstizi dei grani principali giace una generazione di piccoli grani di calcite più o meno ricristallizzati.

Sampioni 472 e 479: Micascisti di contatto e intercalati ai carbonati (per es. 475). La biotite domina sulla muscovite, che tipicamente manca nel bordo microscopico di contatto con i carbonati e per il resto è concentrata in lenticelle.

Fig. 48 Microprofilo del bordo inferiore del marmo di Cant



- a. componenti principali: quarzo, plagioclasio, biotite, muscovite
componenti secondarie: granato, clorite I. (proveniente dalla biotite)
componenti accessorie: fibrolite, clorite II, apatite, titanite
rutilo, zirconio,
componente eccezionale: tormalina,
- b. come a. ma senza muscovite, con più biotite fortemente cloritizzata.
- c. componenti principali: plagioclasio (70% anortite), orneblenda, attinolitica, biotite
componenti accessorie: titanite, clinozoisite, minerali metalliferi.
- d. strato confinante a occhio scuro (tanta biotite)
componenti principali: calcite, biotite
componente secondaria: dolomite
componenti accessorie: scapolite, granato, minerali metalliferi
componenti eccezionali: uvarovite ? (granato verde)
- e. Strato di cristalli idioblastici di dolomite e cristalli xenomorfi di calcite. La biotite (flogopite marrone) è concentrata in piani laminari.
- f. Bande calcitiche pure con cristalli più grandi di quelli contenuti in e. .

Fig. 49: Microfotografia del campione 477



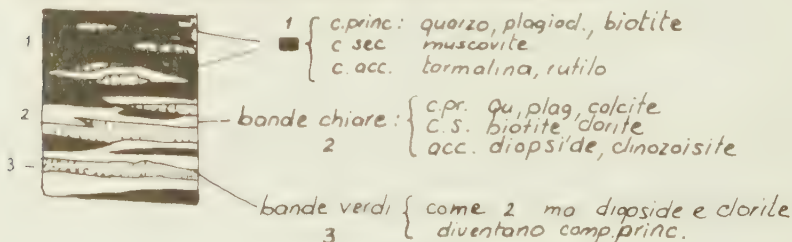
(ingrand. 8x)

grossi cristalli di calcite circondati da piccoli cristalli (pure di calcite) ricristallizzati.

La fibrolite forma nuclei nella biotite così piccoli che non è accertata, però la fenomenologia è identica a quella osservata nelle metapeliti (v. fig. 17a).

I piccoli cristalli macroscopicamente e microscopicamente verdi smeraldo, mostrano in sezione isotropia, potrebbero essere uvaroviti.

Fig. 50 Schizzo della microlitologia della sezione 474



4.4.3.6.4. Conclusioni

Nella zona di Cant sono esposte rocce con una spiccata microlitologia. I passaggi fra le diverse bande sono gradualì, nel senso che fasi mineralogiche incompatibili spariscono verso i bordi di contatto. La tectogenesi sui minerali è pronunciata mentre per contro la ricristallizzazione sembra modesta. Non si ha l'impressione di discordanze tettoniche, ma piuttosto di zonarietà metasomatica.

Numerose vene discordanti e concordanti, o noduli di quarzo, indicano una forte circolazione di soluzioni durante e dopo l'ultima fase termica (di cristallizzazione) del complesso metamorfico.

La simmetria del profilo non è perfetta e non ci sono indicazioni di un raddoppio tettonico (scaglie o pieghe). Sembra più plausibile una origine metasomatica.

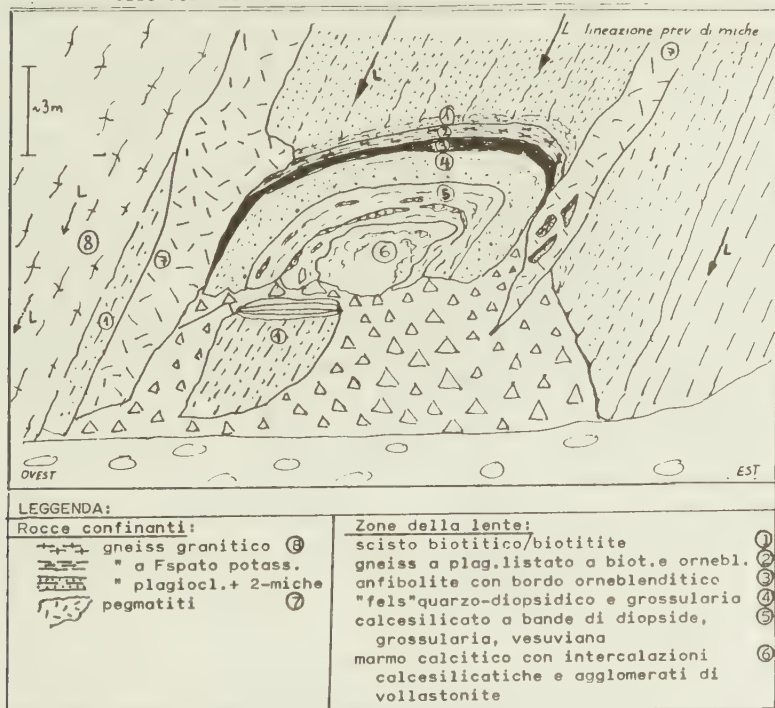
2.4.3.7 La lente calcesilicatica della Valle dei Molini (Claro)

2.4.3.7.1. Osservazioni macroscopiche

Al piede della collina sovrastante il Monastero di Claro, emerge appena dal detrito del cono di deiezione della Valle dei Molini, un famoso affioramento di rocce carbonatiche. Casasopra (1939) ne ha rilevato un profilo. Trommsdorff (1968a) ne ha discusso la petrologia.

Poichè negli ultimi anni questo affioramento fu visitato da molti raccoglitori di pietre e minerali la sua configurazione si è modificata al punto che non è più sostenibile l'osservazione di Casasopra (1939, pg. 508), il quale afferma che si tratta di una sequenza di strati concordanti con la giacitura dello gneiss granitico. Perciò aggiungo uno schizzo del rilievo da me studiato nel 1972. I relativi campioni analizzati al microscopio sono riassunti nella tabella delle paragenesi contrassegnate da Cl.

Fig.51: Schizzo dell'affioramento carbonatico della Valle dei Molini a Claro



Lo schizzo orientato in direzione ovest-est illustra la situazione vista perpendicolarmente al piano di giacitura. Si tratta perciò di una lente appiattita della quale non si vede l'asse verticale. Le rocce che avvolgono la lente mostrano al bordo superiore scisti biotitici, con un'asse di piega rivolto verso sud, parallela a una lineazione subverticale. Al bordo della lente giacciono due pegmatiti. Queste tagliano in modo leggermente discordante gli gneiss e la lente stessa. Nella vena più a est sono inclusi frammenti del bordo della lente cosicchè sono più recenti della formazione e della disposizione dei carbonati. La giacitura degli strati del nucleo 6 pur essendo poco regolare a causa della tessitura leggermente fluidale è più piatta delle rocce conglobanti.

Un tentativo di ricostruire la posizione della lente all'interno del complesso è schizzato in un profilo schematico.

Fig. 52: Profilo schematico della lente calcesilicot. della Valle dei Molini.



Il fenomeno più evidente è però la sequenza zonare della litologia, che forma una cipolla concentrica di strati. La vollastonite, che è una fase eccezionale per tutto il Lepontino, è limitata al nucleo 6, il quale è formato di calcite a grana media-grossa con cristalli isolati e ben idiomorfi di prevalentemente diopside, un po' meno di grossularia e ancor meno di vesuviana. Quest'ultima forma pure piccole bande monomineraliche.

Lo strato 5 è il più spettacolare poichè mostra bande verdi di diopside alternate a rosse di grossularia congiuntamente a strati e lenti di vesuviana rosso-marrone. Quest'ultima si concentra in ammassi monomineralici quasi sempre attornati dagli strati di grossularia e solo eccezionalmente disposta su piani di piccole faglie. La vesuviana non appare nella roccia verde composta di diopside più quarzo.

La vollastonite è limitata al nucleo dove appare concentrata (fino al 90%) in piccoli strati con una tessitura spesso discordante in rapporto al resto del nucleo. Sembrerebbe perciò che la vollastonite rappresenti una fase mineralogica tardiva. Questa considerazione ha particolare peso dato che questa lente fornisce l'unica paragenesi di vollastonite nota in tutto il Lepontino. Nelle zone limitrofe è comune nei carbonati lungo il bordo di contatto con la granodiorite della Bregaglia.

2.4.3.7.2. Osservazioni microscopiche

Sezione Cl 2 proveniente dalla zona 6 della lente:

componenti principali: calcite, vesuviana

componenti secondarie: grossularia, diopside

componente eccezionale: vollastonite

La calcite è cristallizzata in grossi grani isometrici che mostrano lamine di geminazione polisintetica deformate. La vesuviana forma cristalli xenoblastici di colore marrone-chiaro, senza inclusioni. In una banda leggermente discordante essa è associata intimamente a cristalli di grossularia xenoblasta, che formano un nucleo centrale attorniti dalla vesuviana.

La grossularia appare, oltre che nell'associazione descritta, principalmente sotto forma di grani rosa, trasparenti, idioblastici distribuiti nel tessuto dominante della calcite. La diopside è come i granati distribuita tra i cristalli di calcite con cristalli puri e ben formati. La vollastonite si distribuisce in modo disuguale nella sezione formando aggregati. In un caso si notò un simile aggregato disposto attorno a vesuviana.

Fig. 53. Fotografia della zona 5 della Fig. 51



~20cm

2.4.3.8. Noduli, lenti e intercalazioni locali calcesilicatiche inclusi nelle rocce d'altro tipo.

2.4.3.8.1. Introduzione

Nelle rocce di tutta la regione si notano localmente noduli e lenti. Per lo più sono piccole (cm3. - dm3). Quando esse sono più grandi assumono un carattere pegmatitico, irrompendo nelle rocce circostanti. Eccezionalmente si osserva la formazione di bande calcesilicatiche concordanti con bande di gneiss a due miche a feldspato potassico

2.4.3.8.2. Paragenesi associata alle amphiboliti e alle metaperidotiti

Nelle prime si distinguono noduli con clinozoisite e granato unitamente a plagioclasio; nelle seconde si formano arricchimenti di carbonato. I due fenomeni sono descritti nei capitoli riguardanti le rocce che le ospitano. Le loro strutture zonari petrologiche fanno supporre che siano prodotte da processi metasomatici.

2.4.3.8.3. Associazioni calcesilicatiche incluse negli gneiss.¹⁾

Furono osservate nel materiale delle cave Polti di Arvigo. Queste cave sono una meta favorita dei mineralogisti poichè le fessurazioni ac (perpendicolari alla giacitura e più precisamente alla lineazione marcata dalle biotiti) sostengono bellissime associazioni di adularia, clorite, prenite, epidoto (pistacite), scolecite ecc. descritte da C. Taddei (1937) e altri. Le paragenesi calcesilicatiche formano straterelli concordanti nella roccia e si compongono di:

componenti principali:	quarzo, plagioclasio, biotite
componenti da eccezionali a secondarie:	felspato potassico, orneblenda, titanite granato e calcite
componenti accessorie:	apatite, minerali metalliferi

Il materiale della cava è stato descritto nel capitolo delle rocce a felspato potassico a grana omogenea. La massa principale è formata da una pronunciata regolarità dalla disposizione planare dei minerali. Strati arricchiti di miche scure si alternano con strati leucocratici di pochi mm di spessore. In queste si inseriscono bande parallele rossiccio-verdognolo, dove appaiono i minerali sopra descritti come nelle componenti eccezionali. L'orneblenda è limitata a piani laminari concordanti. Il singolo cristallo mostra talvolta sfaldature riempite di piccoli cristalli di calcite, riconoscibili otticamente in sezione dalla geminazione e dal rilievo disuguale ruotando il cristallo.

Oltre a questi si trovano grosse lenti pegmatitiche (a tratti concordanti e a tratti irrompenti) nella tessitura degli gneiss circostanti con molto quarzo e grossi ammassi di miche. Si trovano pure grossi cristalli di plagioclasio e di felspato potassico, nonchè talvolta megacristalli di calcite delimitati da piani cristallografici idiomorfi curvati dalla deformazione. Come si vede nella carta degli affioramenti carbonatici non si trovano marmi o calcescisti nelle vicinanze. Le calciti e i minerali calcesilicati descritti devono perciò essersi formati a seguito della cristallizzazione di soluzioni che circolarono nella roccia durante una fase tardiva della loro formazione. Ciò coincide con la formazione di fenomeni simili nelle lenti quarzifere incluse nelle metapeliti (v. capitolo 2.3.4.).

1) v. pag. 111

I rapporti geometrici tra la roccia e le lenti sono analoghi.

Descrizione del bordo di una lente quarzifera osservata negli gneiss a due miche e feldspato potassico affioranti nelle cave di Arvigo.

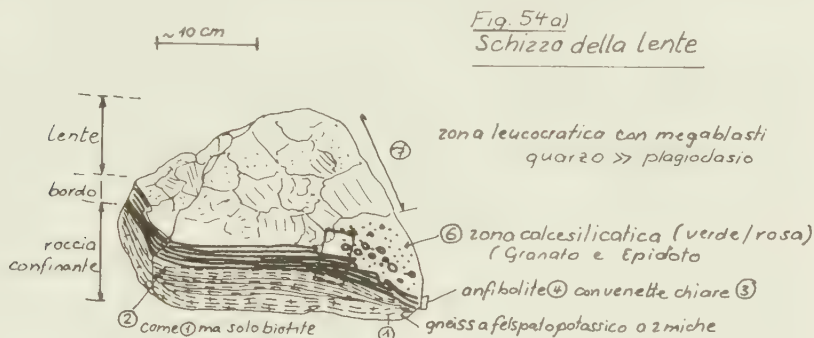
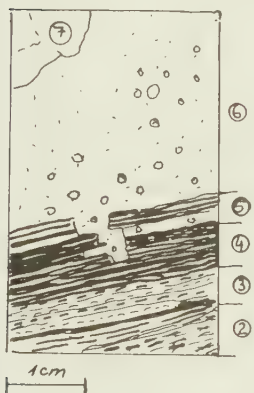


Fig. 54b: Schizzo di dettaglio (zona □ della Fig. 54a)



Osservazioni microscopiche: (sezione 834)

c. principali:
granato (rosa pallido), clinozoisite
plagioclasio
poco quarzo

- Zona di microalternanza 4 e 5
- arricchimento di orneblenda e diminuz. di quarzo
(→ anfibolite)
- composizione come 2 ma a bande chiare/scure
- [comp. principali: quarzo > plag.; biotite
- [comp. second.: orneblenda
- La biotite e l'orneblenda hanno bordi alterati

- 1) Bächlin R. (1937) describe lenti zonari calcesilicatiche incluse in gneiss biotitici a plagioclasio.
I fenomeni geometrici delle lenti in rapporto alle sequenze mineralogiche sono simili a quelli osservati nelle rocce della regione di studio. Per contro i fenomeni si differenziano nella loro cornice temporale di formazione (ercinici i primi e alcinici i secondi) e poiché Bächlin describe le lenti associate a gneiss biotitici a plagioclasio, mentre che nella zona del Pizzo di Claro si osservano lenti incluse nelle metapeliti e anche incluse in gneiss a feldspato potassico (per esempio nella cava di Arvigo). Le caratteristiche sequenze zonari dei bordi tra la lente e le rocce circostanti con stesse o simili paragenesi formano involucri di pochi millimetri di spessore. Esse lasciano supporre una genesi analoga dovuta a processi di diffusione metasomatici del materiale.

2.4.4. DISCUSSIONE DELLA METAMORFOSI

Le osservazioni microscopiche sono riassunte nella tabella delle paragenesi (fig. 33). Queste non illustrano però completamente le relazioni tra le fasi osservate poichè:

- nella microdimensione di una sezione sottile spesso si notarono alternanze litologiche comprendenti diverse sequenze di paragenesi. Bisognerebbe discutere la formazione delle singole subunità dapprima indipendentemente e poi i loro possibili influssi reciproci.
- le strutture dell'aggregato cristallino e le numerose trasformazioni parziali di minerali osservate, indicano che i processi di metamorfosi non si sono completamente realizzati: la roccia non ha raggiunto l'equilibrio petrologico.

Le osservazioni fatte sono riassunte genericamente per una discussione petrogenetica parziale.

<u>Principali fasi osservate</u>	<u>Fattori mineralogici e litologici</u>
Calcite	Ca
Dolomite	Ca, Mg
Diopside	Ca, Mg, Fe, Si
Grammatite	Ca, Mg, Fe, Si,
Vollastonite	Ca, Si,
Clinozoisite	Ca, Al, Si,
Quarzo	Si,
Plagioclasio	Na, Ca, Al, Si
Felspato potassico	K, Na, Al, Si
Scapolite	Na, Ca, K, Al, Si,
Biotite	K, Mg, Fe, Al, Ti, Si,
Clorite	Mg, Al, Fe, Si,
Muscovite	K, Al, Si,
Fibrolite	Al, Si,
Grossularia	Ca, Al, Si,
Vesuvianite	Ca, Mg, Fe, Al, Si,
Titanite	Ca, Ti, Si,
Apatite	Ca, P, F, Cl,
Rutilo	Ti,

Si ha osservato la distribuzione, per luogo e importanza, delle fasi mineralogiche sopracitate. Tra di esse furono scelte quelle che sembrano mostrare delle tendenze più pronunciate.

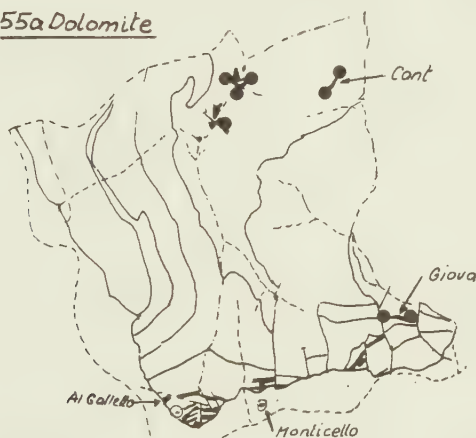
La fig. 55 a-d illustra la distribuzione e la relativa importanza delle paragenesi di queste fasi.

Fig. 55 : Distribuzione regionale e quantitativa di alcune fasi mineralogiche scelte dalle paragenesi della Tabella fig. 33

Leggenda:

●	componente principale	> 10%
○	" secondaria	5 - 10%
△	" eccezionale	0 - 10% (irregolare)
x	" accessoria	1 - 5%

55a Dolomite



55b Tremolite

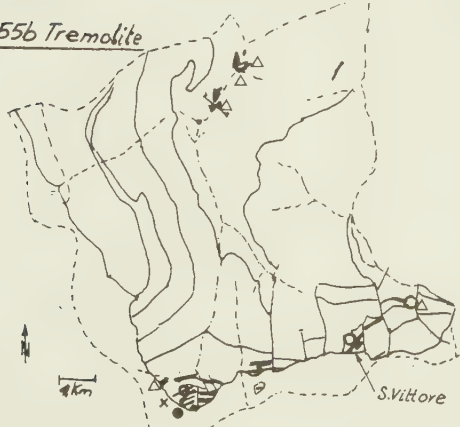


Fig 55 c-g:

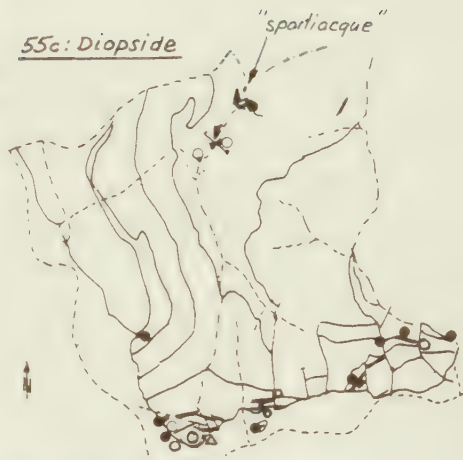
Simboli per 55f:

- Granato + diopside
- ⊠ " senza diopside

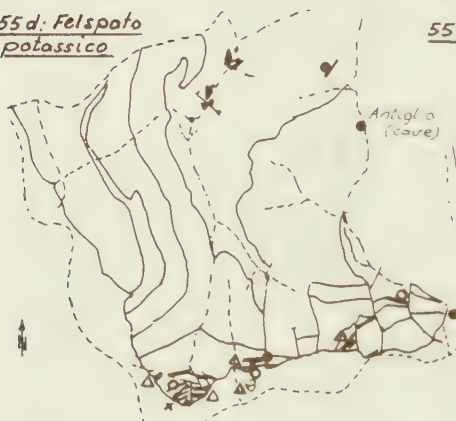
Simboli per 55 c, d, e, g

- compon. principale >10%
- " secondaria 5-10%
- △ " eccezz. 0-10% irregolare
- x " accessoria 1-5%

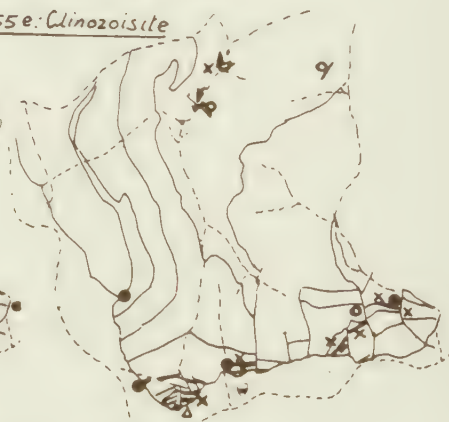
55c: Diopside



55d: Felspatho
potassico

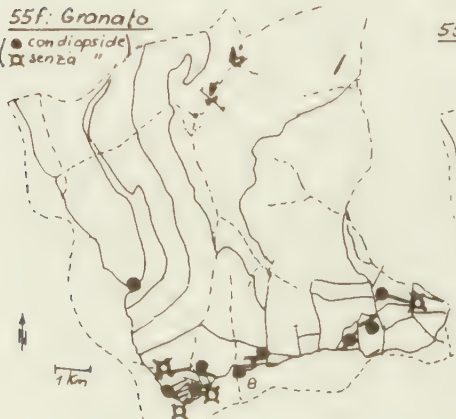


55e: Clinzoisite

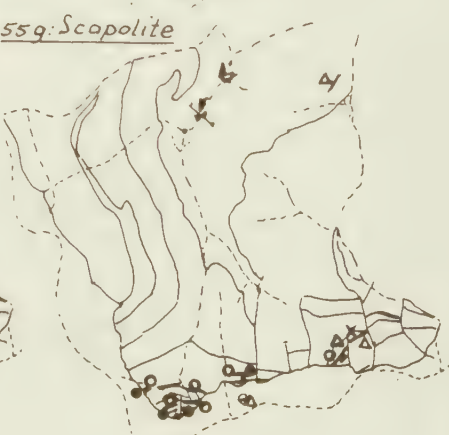


55f: Granato

- con diopside
- ⊠ senza "



55g: Scapolite



Il seguente schema mostra la distribuzione indicativa di alcune fasi mineralogiche. Se ne può dedurre le seguenti tendenze:

ZONA Elemento di confronto	Castione	Al Galletto Monticello	Giova Lottano	Pizzo di Claro	Cant
dolomite	no	no	poca	poca	molta
tremolite	poca	poca	poca	localmente discreta	no
diopside	tanta	tanta	tanta	poca	poca
felspato pot.	discreto	discreto	poco	no	poco
clinzoisite	discreta	discreta	discreta	poca	poca
granato	tanto	discreto	discreto	poco	poco
scapolite	discreta	discreta	no	no	poca

I marmi più puri sono composti per la stragrande maggioranza di calcite. La dolomite appare solo localmente in banchi dove però compone buona parte dell'affioramento. Eccetto per la zona di Giova, dove la dolomite si inserisce nella sequenza di marmi a calcite principale, nella zona del Pizzo di Claro essa occupa orizzonti separati dalla zona principale. Anche la zona di Cant (dove domina la dolomite sulla calcite) ha una posizione indipendente dai marmi dello spartiacque.

La grammatite è associata alla dolomite e alla calcite. A nord è più comune, meglio formata e localmente arricchita. La diopside mostra il contrario: aumenta verso sud dove domina nei calcesilicati. Inoltre essa è solo associata alla calcite. L'unico campione di dolomite più diopside proviene dalla zona molto tettonizzata, dove è impossibile giudicare le relazioni tra i minerali antecedenti la tectogenesi. L'isograda che delimita la zona di stabilità della associazione calcite + tremolite, contro quella di calcite + diopside (Trommsdorff 1966) è confermata. Come per il passaggio della zona di stabilità del distene a quella della fibrolite nelle metapeliti, anche questa isograda dei carbonati si estende più su una fascia che in una linea di transizione.

Il felspato potassico manca a nord e a sud. Esso ha cominciato a crescere tardi, tra i grani di una massa già bene sviluppata, forse in coincidenza con la formazione della fibrolite nelle metapeliti. Al contrario di quest'ultima il peso percentuale del felspato è molto meno importante.

Il granato è relativamente comune nelle felsiti calcesilicatiche e di conseguenza appare più a sud che a nord. Con ciò non si ha una indicazione riguardante la metamorfosi, ma al massimo una verifica litologica.

La clinozoisite è pure legata ai marmi calcesilicati e così pure il granato. Solo nella zona di Castione è meno presente del granato (che quantitativamente è più abbondante).

La scapolite è relativamente comune a sud eccetto per la zona di Giova. Essa manca completamente nella zona del Pizzo di Claro e appare solo a Cant in forme particolari.

2.4.5. CONFRONTO LITOLOGICO DELLE ZONE

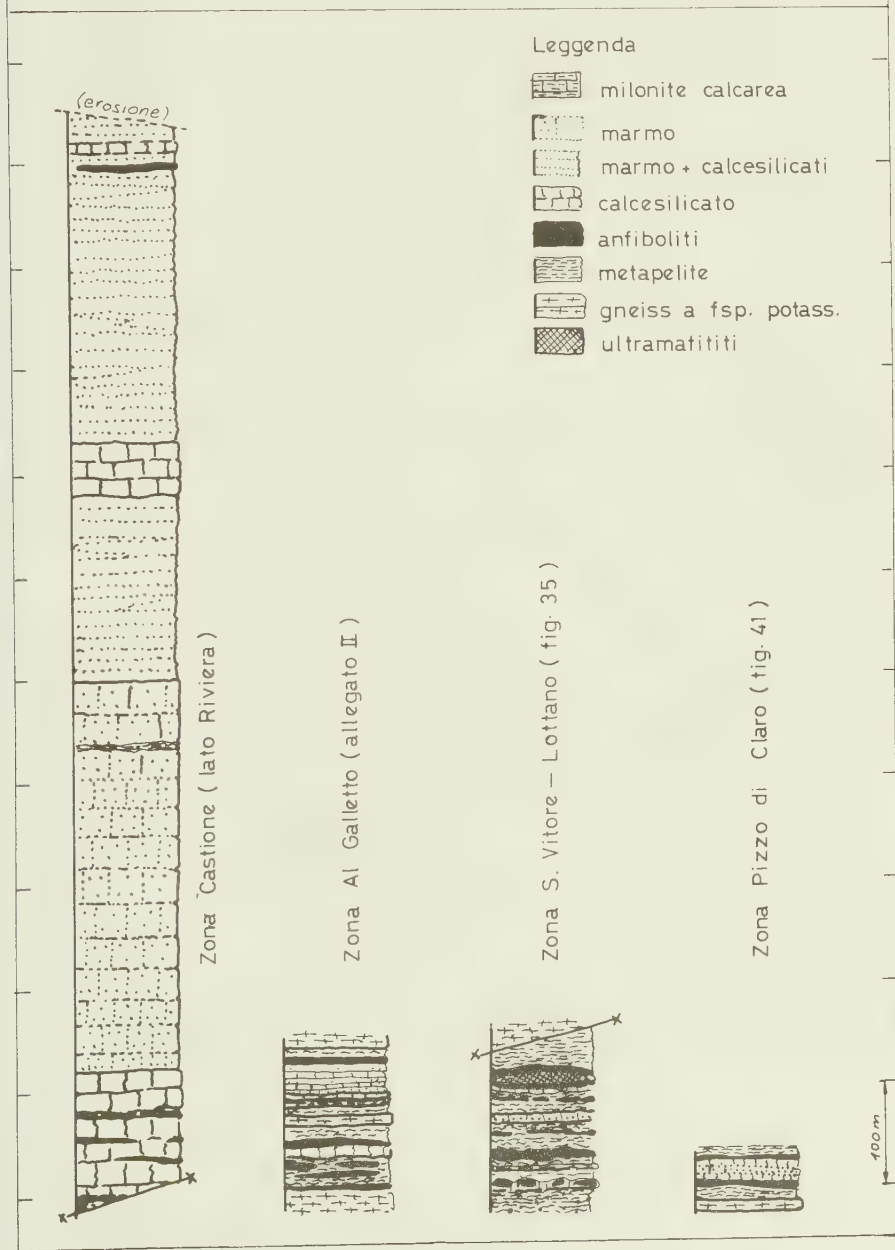
Lo schizzo (fig. 56) riassume i profili principali descritti nel capitolo. UN confronto delle rispettive sequenze litologiche mostra:

ZONA INDICAZIONE				
	Castione	Al Galletto	S. Vittore/Giova	Pizzo di Claro
spessore	potente	-----	-----	-----
marmi puri di calcite dolomie	-----	-----	-----	-----
marmo impuro di calcite	-----	-----	-----	discreto
calcesilicato felsitico	-----	-----	-----	-----
anfibolite interna	-----	-----	discreto	-----
anfibolite al contatto	(non esposto)	-----	discreto	-----

Come si è già accennato, un confronto tra le zone carbonatiche al fine di formulare una ipotesi di correlazione, richiede un esame delle strutture geometriche dell'intera regione.

Si rimanda perciò allo studio strutturale (capitolo 3) e alla sintesi tettonica.

Fig. 56 Confronto fra i principali carbonati :



2.5. LE PIETRE VERDI

2.5.1. INTRODUZIONE, LOCALIZZAZIONE E TIPOLOGIA.

Il nome richiama pure la loro caratteristica più appariscente: il colore variante dal verde grigio al verde scuro, discernibile anche a distanza sul terreno. La loro composizione mineralogica è caratterizzata principalmente dalla scarsità del SiO_2 come fase libera di quarzo. Nelle rocce ultrabasiche esse e assenti e rimane relegato ad un ruolo accessorio (meno del 5%).

E' questa caratteristica chimico-mineralogica che definisce il nome del gruppo e le sue differenziazioni principali:

- rocce ultrabasiche o ultramafiche (metaperidotiti)
- rocce basiche o mafiche (anfiboliti)

Dai rilievi geologici nella regione di studio si notò una dominanza delle rocce basiche sulle ultrabasiche: essendo le prime molto più comuni e anche perchè tutte le ultrabasiche affiorano sempre abbinate a rocce basiche.

La distribuzione regionale delle rocce verdi risulta condizionata dalla loro associazione alle rocce metapelitiche e carbonatiche. Nelle rocce "acide" (gneiss granitico a feldspato potassico) esse mancano totalmente o sono limitate a zone dove entrano in contatto con altre unità litologiche.

2.5.2. DESCRIZIONE PETROGRAFICA DELLE ANFIBOLITI

2.5.2.1. Introduzione

Il termine è applicato limitatamente a rocce verdi composte prevalentemente da anfibolo, plagioclasio e titanite. Il quarzo è la fase mineralogica critica. Allorquando esso partecipa nell'ordine di meno del 5% alla costruzione della roccia essa è definita anfibolite, che viene specificata aggiungendo l'aggettivo del minerale caratteristico osservato in sezioni sottili. Se la roccia contiene quarzo in quantità superiore al 5%, la si definisce gneiss a anfibolo e viene descritta nel capitolo delle rocce metapelitiche. Talvolta il quarzo è concentrato in sottili bande cosicchè si potrebbe parlare di straterelli di anfibolite (gneiss plagioclasici ad orbneblenda). Queste rocce particolari sono descritte a seconda dell'associazione litologica generale nel rispettivo gruppo.

2.5.2.2. Localizzazione e descrizione

Le anfiboliti trovate nella zona di studio formano lenti spesso disposte lungo orizzonti tettonici ben definiti, cosicchè possono essere interpretate come intercalazioni litologiche distaccate tra loro da processi tettonici di "boudinage".

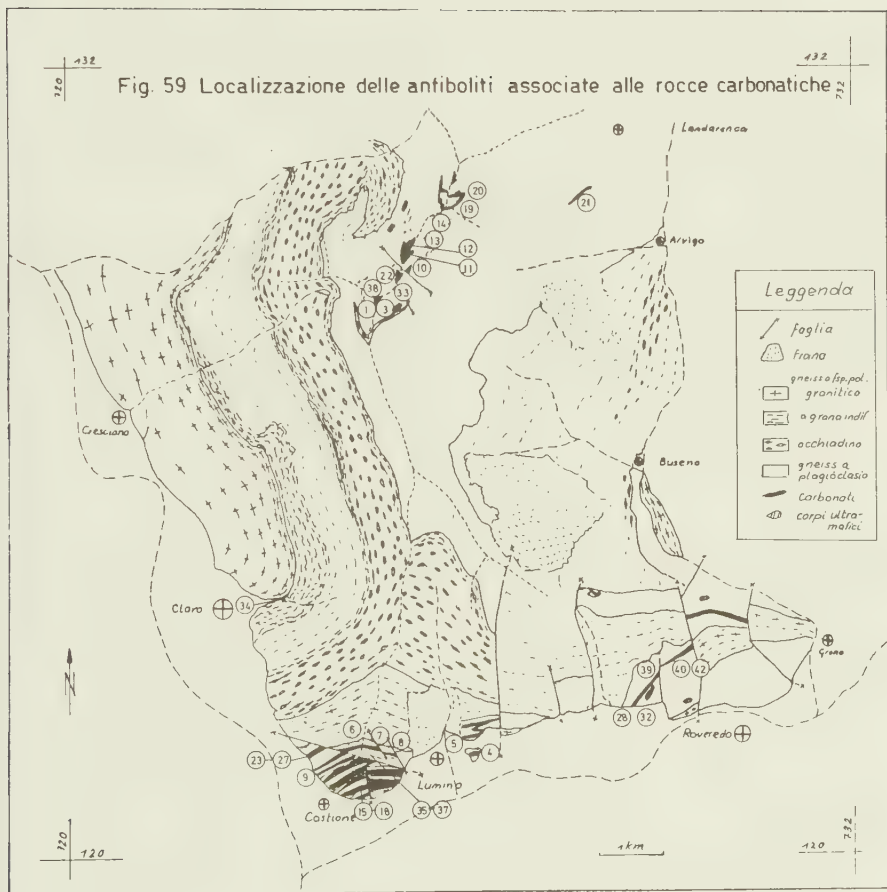
Fig. 57 Localizzazione delle anfiboliti associate alle metapeliti



Tabella delle paragenesi delle anfiboliti incluse nelle metapeliti

Figura 58

TABELLA NR.	CAMPIONE NR.	Luogo di provenienza	Quarzo Plagioclasio Orneblenda Anfibolite Enstatite Olivina Serpentina Talcio Epidoto Biotite Clorite Granato Titanite Rutilo minerali metall Zirconio Apatite Calcite	Osservazioni
1	154a		● ● ●	2 generazioni di Plag.
2	155 b		● ● ●	
3	156		● ● ●	
4	158	Spantiacque	● ● ●	Ob. marrone, piegata
5	162	filo di Melineta	● ● ●	Gli sono incl. in Plag. gneissica chiara
6	163		● ● ●	
7	176	Bregoldone	● ● ●	
8	180	Peurett	● ● ●	
9	199	M. Lucco/strada	● ● ●	
10	200	Calanca	● ● ●	
11	203		● ● ●	
12	35a	A. di Rossiglione	● ● ●	
13	409 b		● ● ●	
14	411	Castaneda	● ● ●	
15	416		● ● ●	
16	453	Cant. / Rossiglione	● ● ●	
17	501		● ● ●	
18	502	Al Galletto	● ● ●	
19	506 b		● ● ●	
20	522		● ● ●	
21	550	Buseno	● ● ●	
22	552	Buseno / Fontana	● ● ●	
23	553		● ● ●	
24	570	Landarenca / Arvigo	● ● ●	
25	650	Carasole	● ● ●	
26	658	Lotan	● ● ●	
27	659		● ● ●	
28	673	strada Calanca	● ● ●	
29	695	S. Vittore Grotti	● ● ●	
30	746	basse P. di Claro	● ● ●	
31	755	A. Mosche / S. Carlo	● ● ●	
32	760	bordo U.B. Memo	● ● ●	
33	761	P. Claro / Molinera	● ● ●	
34	762		● ● ●	
35	803	Scrivela / Cavi	● ● ●	
36	805		● ● ●	
37	857	Memo ovest	● ● ●	
38	902	Bens / Proves	● ● ●	
39	904		● ● ●	
40	909	Lago Carnee	● ● ●	
41	932	Ponte	● ● ●	
42	940	Simidi	● ● ●	
43	427		● ● ●	
44	428 a	migmatiti	● ● ●	
45	430	all'incrocio	● ● ●	
46	432	per Castaneda	● ● ●	
47	438		● ● ●	



Paragenesi delle anfiboliti associate alle rocce carbonatiche

Figura 60

TABELLA NR.	CAMPIONE NR	Luogo di provenienza	Quarzo	Plagioclasia	Orneblenda	Dioptide	Olivina	Serpentina	Talco	Epidoio = Clinzoisite	Biotite	Clorite	Granato	Titanite	Rutilo	minerali metallici	Zirconio	Apatite	Calcite	osservazioni
1	168	P. Claro		•	•					•						X		o		Qui in verde
2	170		X	•	•					Δ						X		Δ		
3	175			•	•						o					X		Δ		
4	206	Monticello	X	•	•								X			X				a bande ant. / calc. scisto
5	215			•	Δ					Δ	X		X			X				
6	242	a nord. di La Motta	Δ	•	•						Δ		X			X				
7	245	Vallontra	Δ	•	•						Δ		X			X				
8	248		X	•	•						X					X				
9	296	cava Ambrosini		•	•								X			X				
10	303			•	•					Δ	Δ		Δ			Δ		Δ		+ actinolite
11	361	Torrone Rosso	•	•	•					o	X					X				
12	362			•	•								X			X				
13	372	Conca Stabwedro		•	•					o			X			X				
14	374			•	Δ					o	X		X			X				
15	444	Cattione / Bergamo		X						•			o			X				modulo in anfibolite
16	445										X		X			X				
17	446		Δ	•	•								Δ			X				
18	447			•	•						X		X			X		X		
19	456	Cima di Rossiglione	Δ	•	•						Δ	Δ				Δ	X			
20	459		Δ	•	•						Δ	Δ				X	X	X		a bande sottili
21	473	Cant.																		+ scap. X e dol. (bg. 48)
22	486	Torrone Rosso	X	•	•						•	Δ	X			X				
23	508			•	•						o	o	X			X		X		
24	509	Al Galletto		•	Δ						•	o	X			X		X		gran. fessurato ⊥ S
25	510			•	•						X	o	X			X		X		Ob. piegata
26	527			•	•						•	X	o			X				modulo in anfibolite
27	546		o	•	•						X	o	X					X		Cc. prod. di reazione
28	582	S. Vittore / Lotan	X	•	•						Δ	X	X			X				bande fini di B
29	587		o	•	•						Δ	Δ	X			X		X		a bande
30	589			Δ	•						o		X			X				pieghettato
31	591			•	•	Δ							X			X	X	X		+ Scapolite Δ
32	694	Torrone Rosso	X	•	•							X	Δ	X	X	X				min. mat. vermicolari
33	726			•	•						•	Δ	X					Δ		
34	849	Claro, Valle Molini		•	Δ						•	o	o			X				contatto con calcosil.
35	850		o	•	•							•	•			X				gneissico, verde al
36	852	Vallontra		•	•							o	X	o		X				contatto con marmo
37	854			•	•							o	o	X		X				
38	866	P. di Claro		•	Δ						o		X			X		•		bande in marmo
39	960		o	•	Δ							X	o	X		X				
40	961	S. Vittore / Lotan		•	•						o	X	X	X		X	X	Δ		+ Scapolite Δ
41	963			•	Δ						o	X	o	X		X	X	X		graniti relattici
42	964			•	•						Δ	•	X			X		Δ		

Questi affioramenti di anfiboliti sono associati alle rocce metapelitiche in due contesti distinti:

- a. Banchi all'interno dell'unità metapelitica o al contatto della stessa con le circostanti a feldspato potassico. Una sequenza particolare è stata riscontrata nelle anfiboliti che circondano le rocce ultrabasiche a guisa di involucro, separandole dalle metapeliti.
- b. Anfiboliti, situate al bordo o entro le rocce carbonatiche. Queste due sequenze litologiche sono riportate in tabelle e cartine. La fig. 57 localizza le anfiboliti associate alle metapeliti, la fig. 58 ne elenca la paragenesi e la fig. 59 localizza le anfiboliti associate alle rocce carbonatiche. La fig. 60 infine riporta le osservazioni microscopiche delle paragenesi delle anfiboliti esposte nella fig. 59. Osservando la localizzazione delle fasi secondarie che differenziano le anfiboliti non si notano caratteristiche di distribuzione pronunciate. Una leggera differenza nella distribuzione geografica è accennata dall'epidoto, che si trova più sovente del granato e inoltre sparso più o meno uniformemente nel tessuto mineralogico della roccia e non come nell'associazione a., dove è prevalentemente arricchito al centro di piccoli lenti.

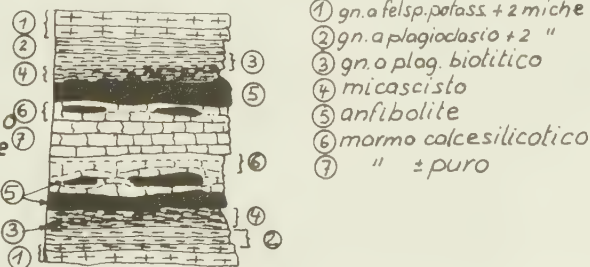
2.5.2.3. Conclusioni

Le osservazioni mineralogiche in sezione non sembrano particolarmente indicative per l'interpretazione della genesi delle anfiboliti. Si può tuttavia concludere che:

- a. esse sono per lo più collegate a zone di contatto tra rocce chimicamente ben diverse:
 - tra diversi tipi di gneiss a plagioclasio e a feldspato potass.
 - o tra gneiss e rocce ultrabasiche
 - o tra gneiss e rocce carbonatiche.
- b. La presenza di orneblenda esclude un'associazione con feldspato potassico o con muscovite. Questo dettaglio è ben visibile in sezione sottile. Ciò è riassunto nel seguente modello (v. fig. 61), verificato per altro da osservazioni statistiche sul terreno (per es. profilo del Pizzo di Claro -fig. 41 e 42- Cant -fig. 46 ecc.-).

Fig. 61

Profilo schematico riassuntivo delle sequenze litologiche nei marmi al contatto con gli anfiboliti:



Questa sequenza solleva l'ipotesi che una parte delle anfiboliti si sia formata per processi di diffusione metasomatica. Se in un corpo cristallino si trovano in diretto contatto fasi mineralogiche tra loro incompatibili, gli elementi chimici si dispongono per mezzo di un medium fluido che si diffonde a livello intergranulare (Orville 1969). Se il sistema è aperto, le fasi incompatibili saranno progressivamente eliminate in una sezione della roccia sempre più spessa (v. descrizione dei profili, attraverso le rocce carbonatiche).

- c. In particolare per le anfiboliti associate alle rocce metapelitiche la tabella (fig. 58) evidenzia nelle paragenesi osservate, oltre alla dominanza del plagioclasio basico (labradorite, anortite, v. anche Wenk e Keller 1969), e dell'orneblenda (marrone o verde scura in sezione) anche la relativa abbondanza del quarzo. Ciò è tuttavia dovuto più che altro a una disposizione di cristalli raggruppati in sottili straterelli oppure ad inclusioni di grani ovoidali in altri minerali e prevalentemente di plagioclasio (per es. microfotografia, fig. 64). La matrice principale della roccia è formata da un mosaico di cristalli di quarzo e plagioclasio allungati e disposti in modo da accennare a una debole scistosità.

I minerali secondari epidoto, granato, biotite e titanite sono uniformemente distribuiti a livello regionale. L'epidoto è spesso concentrato in noduli, mentre il granato, dove occorre è distribuito in modo omogeneo o arricchito in straterelli sottili. La titanite e i minerali metalliferi sono accessori comuni e sono sparsi più o meno regolarmente sia su scala regionale, sia localmente nel singolo affioramento. La clorite è un prodotto di metamorfosi retrograda associata alla biotite. La calcite è eccezionale e rappresenta una fase di diffusione gassosa nella roccia.

- d. Per le anfiboliti associate alle rocce carbonatiche si conclude: tra le metapeliti e i marmi si trova di regola un'orizzonte anfibolitico che può variare nello spessore da pochi a diversi metri (v. profili attraverso la sequenza di marmi, sullo spartiacque tra Pizzo di Claro e Cima di Rossiglione). Anche in queste rocce la presenza di quarzo è superiore al limite strettamente vincolante la definizione di anfibolite. Poichè però si tratta di fasi residuali dovute a trasformazioni mineralogiche o a prodotti di diffusione (venette ecc.), possiamo ammettere che i rapporti tra le componenti delle fase principale riflettono condizioni durante le quali il quarzo era unicamente componente accessorio.

La stretta relazione con le rocce carbonatiche è indicata dalla saltuaria presenza di diopside e/o calcite provenienti dalle rocce limitrofe. In queste anfiboliti, per i minerali secondari e gli altri accessori, vale ciò che è stato detto sopra per l'altro gruppo di anfiboliti.

2.5.3. DESCRIZIONE PETROGRAFICA DELLE ROCCE ULTRABASICHE

2.5.3.1. Localizzazione degli affioramenti.

Lo studio regionale ha portato alla luce una serie di lenti ultramafiche, esposte in affioramenti di metapeliti. Alcune emergono da suolo morenico, cosicchè una loro appartenenza alle rocce del sottosuolo

non è accertata. Questi corpi hanno un volume variante da 1 a poche decine di m3. L'alterazione rosso-marrone si limita a una superficie sottile mentre la roccia fresca è verde scura fino a grigio-nera. Essi formano corpi appiattiti parallelamente al piano di scistosità, con un allungamento conseguente a tensioni traenti, che provocarono un processo di "boudinage". Queste strutture concordano nell'orientazione geometrica con simili fenomeni registrati nelle altre unità litologiche, ad es. negli gneiss occhiadini e nelle metapeliti. Tutti i complessi ultramafici giacciono nelle metapeliti e sono associati ad anfiboliti. Queste avvalgono le ultramafititi separandole dalle rocce circostanti. Analogamente a quelle della serie di Cima Lunga (Dal Vesco 1953), sullo spartiacque tra Verzasca e Riviera, le ultrabasiche giacciono nelle parti superiori delle coltri di Simano e dell'Adula.

Poco sopra S.Vittore, un corpo ultramafico è incluso nelle rocce carbonatiche e pelitiche del tetto della zona di Giova (v. profilo fig. 35). Alcuni campioni provengono dalla galleria scavata per l'impianto idroelettrico di Roveredo-Sassello, depositati da R. Winterhalter all'Istituto di geologia del Politecnico di Zurigo. Nella cartina che localizza gli affioramenti, la giacitura di queste rocce è stata proiettata in superficie.

2.5.3.2. Osservazioni mesoscopiche.

Nelle rocce anfibolitiche boudinate, che spesso è possibile seguire per chilometri, giacciono lenti pure boudinate delle ultramafiche. Per lo più si differenziano in una parte centrale caratterizzata da una struttura massiccia, e una zona marginale scistosa e pieghettata conformemente alle rocce circostanti (v. analisi strutturale, capitolo 3). Alla zonarità geometrica si affianca quella litologica. La parte centrale dei "boudins" è composta prevalentemente da olivina, spesso con enstatiti e clorite. Verso il bordo seguono dapprima zone con talco e carbonato e ai margini dominano tipi con orneblenda e biotite. Questa osservazione concorda con analoghe di Bruggmann (1965) e Dal Vesco (1953). Una serpentinizzazione tardiva lungo piani e specchi di faglia è comune.

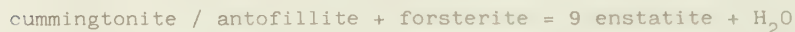
Nei corpi ultramafici studiati non è possibile riconoscere strutture primarie planari, come invece si rintracciano nel grande corpo ultramafico dell'Alpe di Arami. (Moeckel 1969). Con ciò non se ne esclude la presenza, specialmente nell'affioramento di "Bosc del Faed" sopra Giova. Si osservano vene in corrispondenza con faglie all'interno dei corpi ultrabasici. Esse possono contenere antofillite, talco, magnesite, minerali metalliferi, antigorite e talvolta persino crisotilo. Queste vene non sono da confondere con filoni magmatici ma bensì rappresentano i prodotti di una reazione continua del corpo ultramafico con fluidi (di provenienza esterna allo stesso) che circolavano durante la fase di raffreddamento del metamorfismo.

La formazione delle vene, congiuntamente alle reazioni metasomatiche del bordo di contatto del corpo, si protrassero per un lungo periodo di tempo, poichè si osservano zone metasomatiche deformate e altre non deformate. Esse ripropongono perciò, le osservazioni fatte

per le rocce metapelitiche, dove la paragenesi finale è il risultato di un processo lungo di crescita e trasformazione sotto condizioni che mutarono. Si notano altre inomogeneità all'interno dell'ultramafite: grossi aggregati di olivina (singoli cristalli con facce di diversi cm²). Questi fenomeni sono descritti in situazioni simili nelle stesse unità ultramafiche penniniche, per es. della Val Malenco (Trommsdorff e Evans, 1972).

2.5.3.3. Osservazioni microscopiche

Una carta localizza i campioni prelevati dai corpi ultramafici (v. fig. 62). Alcuni di essi furono poi esaminati al microscopio. Una tabella (fig. 63) ne elenca le rispettive paragenesi. Le paragenesi critiche per il sistema semplice $MgO-SiO_2-H_2O$: forsterite-enstatite, forsterite-antofillite, cummingtonite magnetica e forsterite-talco (Trommsdorff e Evans, 1974) furono osservate. La coesistenza di paragenesi corrispondenti a condizioni termodinamiche differenti sono riconducibili a un gradiente di pressione del vapore acqueo. Un'altra interpretazione (il sovrapporsi di modificazioni di aluminosilicati metastabili) accennata nella discussione sulle metapeliti, appare meno probabile. E' presumibile che la transizione enstatite-olivina / antofillite-olivina dipenda dalla reazione descritta da Trommsdorff e Evans (1974, reazione 6):



e che la zona di transizione si situi anche nelle regioni del terreno studiato.

Ad ogni modo non si trovano associazioni contenenti enstatite nelle regioni tettonicamente più elevate. Sembra così che questa isograda si localizzi nelle vicinanze di quella che separa le fasi del distene e della sillimanite, confermando le osservazioni di Trommsdorff e Evans (1970). Tremolite e attinolit rappresentano gli unici silicati di calcio. Il silicato di alluminio è invece rappresentato dalla clorite. Gli spinelli verdi presenti ad Arami e nelle ultramafiti della zona del Gesero, a sud della regione studiata, non furono osservati. Vi è però una fase di spinelli opachi che mostrano leggeri riflessi brunastri, il che lascia supporre doversi trattare di cromite.

2.5.3.4. Osservazioni particolari

La cummingtonite magnetica è prevalentemente limitata alle zone marginali delle lenti ultramafiche e talvolta collegata alle tremoliti. Singoli cristalli mostrano lamelle di smistamento formate da antofillite. In Rice ed altri¹⁾ la figura 1 mostra esempi di coesistenza delle tre fasi anfiboliche. Enstatite-olivina-tremolite e clorite formano un tessuto a mosaico con discreta scistosità (Trommsdorff e Evans 1969); porfiroblasti di enstatite sono spesso spezzati o mostrano deformazioni del tipo "Kink Band" oppure hanno una trasformazione marginale di talco che li circonda (v. microfotografia del campione 876, fig. 65).

¹⁾ J.M. Rice, B. Evans 1974 e V. Trommsdorff

Fig.62 Localizzazione dei campioni delle ultramafiliti

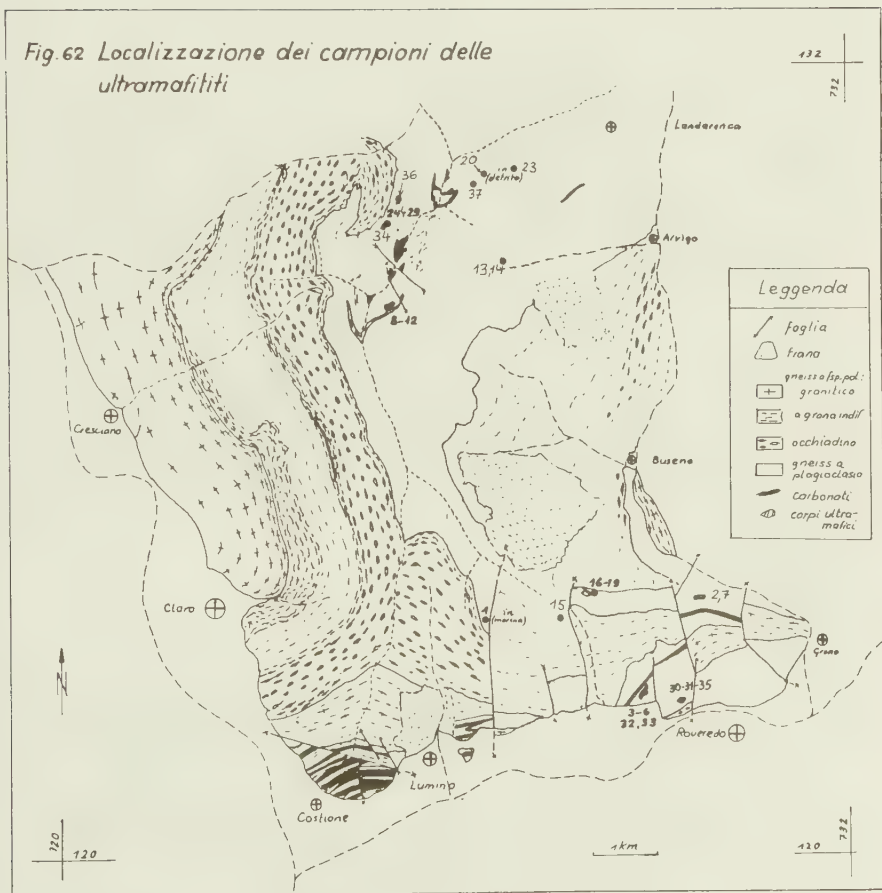


Tabella delle paragenesi delle ultramafititi
Figura 63

1) identificate sul terreno

TABELLA NR.	CAMPIONE NR.	Luogo di provenienza	Quarzo Plagioclasio Attinolitite Tremolite Antofallite Enstatite Olivina Serpentina Talcio Epidoto + Clinzoisite Biotite Ciorite Granato Tiladite Rutilo minerali metal Zirconio Apatite Calcite Magnesite	osservazioni
1	209	Dro Alto.	• • • • •	{ 1 tipo "Vai Cama" } { probabilmente masso erratico }
2	211	Giova	• • • • •	{ tipo ("Varzasca") }
3	383		• • • • •	{ megaf. giovani di oliv. }
4	384	S. Vittore	• • • • •	{ « nuclei cromite » }
5	385	v. fig.	• • • • •	
6	386		• • • • •	
7	556	Giova	• • • • •	
8	734		• • • • •	Trem. omogenea un po' peg bordo della zona centrale
9	735		• • • • •	
10	759	Meme / P. di Claro.	• • • • •	
11	8681		• • • • •	
12	" 2		• • • • •	
13	869	Alpe di Stabwedra	• • • • •	
14	870		• • • • •	
15	875	Prepiano	• • • • •	
16	876	Faeda	• • • • •	
17	877	{ a nord di Giova }	• • • • •	{ Tal. al bordo di enstatite }
18	878	{ lente + grande detrit. }	• • • • •	{ serp. è tardiva (Enst. vecch
19	879		• • • • •	
20	861	Mottone (detrito)	• • • • •	
21	913	Meme / P. di Claro	• • • • •	
22	914		• • • • •	
23	920	Mottone	• • • • •	
24	946		• • • • •	
25	947		• • • • •	
26	948	Simidi	• • • • •	Trem. con bordo di Cumming
27	949		• • • • •	{ Antigorite }
28	950		• • • • •	{ Trem. con margine di Cum. }
29	951		• • • • •	{ fessura }
30	c 44	galleria Sassello	• • • • •	{ Trem. con bordo di Cum. }
31	c 47		• • • • •	{ « cromite (nuclei) » }
32	390 a	S. Vittore	• • • • •	
33	390 b		• • • • •	
34	951 a	Simidi	• • • • •	
35	c 46	galleria Sassello	• • • • •	{ (Q1. pseudomorf. copia l'ens.) + nuclei di cromite }
36	952	Simidi	• • • • •	
37	861	Mottone (detrito)	• • • • •	{ (avvanto) bordo di lente }

Fig. 64 : Microfotografia del campione 1 della figura 58

Porfiroblasti di plagioclasio anortitico cosparsi di inclusioni a forma di gocce. Si notano che i porfiroblasti sono formati da un singolo megacristallo (per es. l'esemplare con geminazione polisintetica al centro della microfotografia). La matrice piegata che avvolge i megablasti è composta di orneblenda a grana fine.

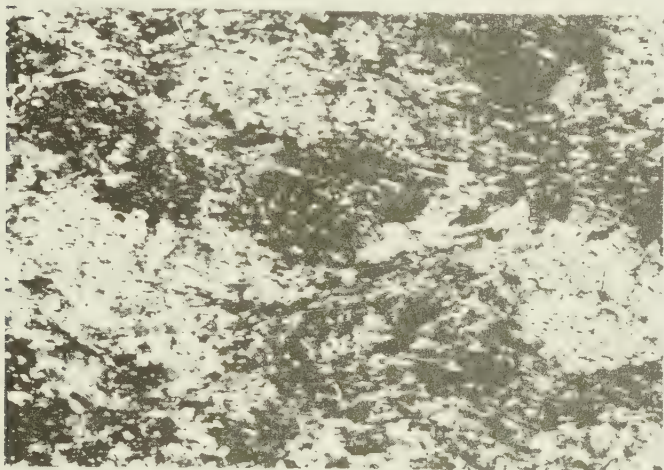
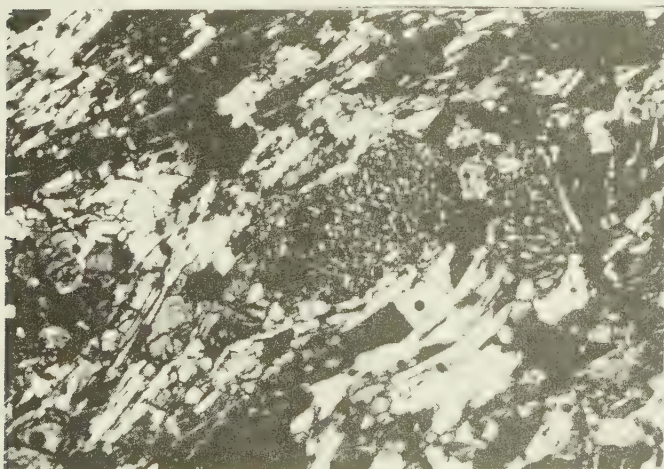


Fig. 65 : Microfotografia del campione n.876 della figura 63

Cristalloblasti di enstatite adagiati in una matrice di clorite lepidoblastica e forsterite a grani leggermente allungati parallelamente alla tessitura ondulosa.



Si suppone che le paragenesi di enstatite siano da ricollegare a una fase primaria della metamorfosi.

Diversi materiali sono presenti in due generazioni:

- l'enstatite forma megablasti deformati come pure piccoli cristalli non deformati.
- l'olivina presenta grossi cristalli cosparsi di inclusioni di magnesite. Essi sono spesso spezzati e si ricristallizzano in una struttura a mosaico. Talvolta relitti di megablasti di olivina sono racchiusi e allineati in una seconda generazione di cristalloblasti, sempre di olivina. Essi conservano l'orientazione origi-naria come conferma l'estinzione ottica parallela dei diversi relitti.
- anche il talco si cristallizzò in due fasi successive: la prima più antica, formò grandi cristalli distribuiti nella struttura mineralogica a mosaico mentre una generazione più giovane forma un feltro a grana fine.

2.5.3.5. Le trasformazioni metasomatiche.

Il nucleo dei corpi è compatto e mineralogicamente più o meno uni-forme. Verso i bordi di transizione con le rocce limitrofe si notano trasformazioni appariscenti. Ad esse Kündig (1926) diede il nome di "metamorfosi selettiva". Bruggmann (1965) ipotizzò una differen-ziazione magmatica. Sembra che infatti mentre le zone interne arricchite al margine siano SiO_2 , CO_2 e H_2O (v. Pfeifer H.R. 1979). La loro diffusione produrrà zone di metamorfismo a attinofillite o di talco e inoltre rocce con associazione di talco e magnesite, oppure antofillite e magnesite. Al contatto con gli gneiss appaiono inoltre zone di attinofillite con arricchimento di biotite (cosidetto "Blackwall").

La sequenza completa di queste zone è riassunta nello schizzo se-guente:



Fig. 66: Schizzo di un corpo u. mafico presso Simidi (v. Cresciano) incluso nella metapeliti

Lo spessore delle singole zone si limita a pochi decimetri. Se in aggiunta ha luogo formazione di carbonati, i piccoli corpi ultramafici possono trasformarsi completamente in associazioni di magnesite, talco, antofillite e localmente appaiono anche rocce con tremolite e dolomite.

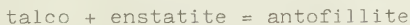
La tectogenesi ha modificato una parte di queste trasformazioni metasomatiche poichè le rocce antofillitiche sono spesso deformate. Anche il corpo di Giova (v. fig. 62) ha subito trasformazioni che gli hanno impresso una scistosità conforme alle rocce metapelitiche dei dintorni. Le vene che tagliano le ultramafititi presentano talvolta fenomeni analoghi di differenziazione zonare. La composizione più comune di queste vene mostra l'associazione di magnesite e talco con un contenuto variabile di antofillite. Una generazione più tardiva contiene invece antigorite e magnesite. Esempi della formazione di carbonato furono osservati laddove rocce felsitiche di olivina si trasformano in magnesite più talco e parzialmente antofillite. Talvolta nello stesso campione coesistono le 4 fasi e ciò permette un controllo interno della fase fluida.

2.5.3.6. Discussione dei parametri della metamorfosi.

La paragenesi enstatite-olivina-tremolite-clorite è stabile a circa 700° , alla pressione di 6 kilobar in una fase acquosa pura. Questa temperatura è però troppo elevata per spiegare il nostro caso poichè alla stessa temperatura si avrebbe anatessi nelle associazioni pelitiche . D'altro canto questi fenomeni hanno piuttosto un carattere locale. A una temperatura di 650° si attenderebbe secondo Evans e Trommsdorff (1974, fig. 2, pg 287), una diluizione della fase gassosa con altre speci .

La formazione di antofillite e talco deve essere tardiva, in coerenza con le riflessioni petrologiche e le osservazioni dei rapporti di giacitura descritti precedentemente, confermando questa ipotesi. L'interpretazione delle paragenesi critiche nelle metapeliti indica una fase con riduzione di pressione. Ciò coincide con la spiegazione più plausibile dei fenomeni descritti per le ultramafititi.

Il limite della reazione



sarebbe oltrepassato. Un fattore importante di variabilità è dato (sempre secondo E. e Tr. 1974) dal forte influsso sui parametri della reazione di eventuali impurità dei minerali coinvolti.

La presenza delle paragenesi nella galleria del Sassello presso Roveredo lascia supporre una pressione di 4 Kilobar e una temperatura massima di 625° (E. e Tr. ,1974, pg. 290). La sequenza paragenetica indica, per quanto riguarda parametri vincolanti i processi, una fase di calo di pressione piuttosto che una diminuzione di temperatura.

3. ANALISI STRUTTURALE

3.1 INTRODUZIONE

Il rilevamento sul terreno affianca alla raccolta dei campioni litologici e alla cartografia geologica, la misurazione degli elementi strutturali osservati. L'aggancio regionale di questi ultimi alla carta strutturale delle Alpi Ticinesi (Wenk 1955) è proposta nella cartina fig. 67 , dove è stata evidenziata in grigio la zona di studio.

3.2. OBIETTIVI

La misurazione dei dati strutturali è stata fatta allo scopo di ottenere elementi caratterizzanti lo stile e la sequenza temporale dei processi di formazione dell'edificio tettonico studiato. In modo specifico sono state eseguite le analisi delle particolarità atte a fornire argomenti per le correlazioni geometriche tra le varie zone di sutura separanti le falde geo-tettoniche. Inoltre poiché mancano dati pubblicati su ricerche strutturali di dettaglio nella zona si era intenzionati a raccoglierne per continuare le ricerche fatte da F.Keller (1968) , Bruggmann (1965), Fumasoli (1974) e altri nelle zone limitrofe.

3.3. TERMINOLOGIA

Basandosi sui testi specifici sull'argomento: di Bruce , Means, Williams (1976) , Ramsay (1967) e Spry (1969) con l'ausilio del dizionario di geologia Manzoni (1971) si è tentato di descrivere le osservazioni e formulare delle congetture strutturali. A causa dell'inadempienza del dizionario sopraccitato a approfondire il soggetto si è spesso preferito usare il termine inglese originale.

3.4. METODO DI MISURAZIONE

La regolarità della disposizione planare della scistosità della roccia si esprime nel Lepontino e in particolare nella regione di studio in modo molto pronunciato. Un ottimo esempio è dato dalla facile sfaldatura della roccia estratta nelle cave di Arvigo; una caratteristica che si ripercuote facilitandone la commerciabilità. Oppure si noterà che le lastre di beola di copertura dei tetti sono più regolari e meno spesse di quelle che riparano i tetti Verzasca e Valle Maggia. Per lo studio delle strutture questa proprietà geotecnica della roccia permette una misurazione accurata dei dati. Si è badato a misurare nei singoli affioramenti tutti gli elementi visibili differenziandoli nelle loro caratteristiche. I dati sono stati raccolti e localizzati nel rilevamento geologico sul terreno. Il piano assiale di pieghe che talvolta non era misurabile direttamente è stato definito dalla misurazione di due elementi lineari caratteristici: l'asse di piegamento e la sezione lineare del piano assiale con la topografia.

Fig 67

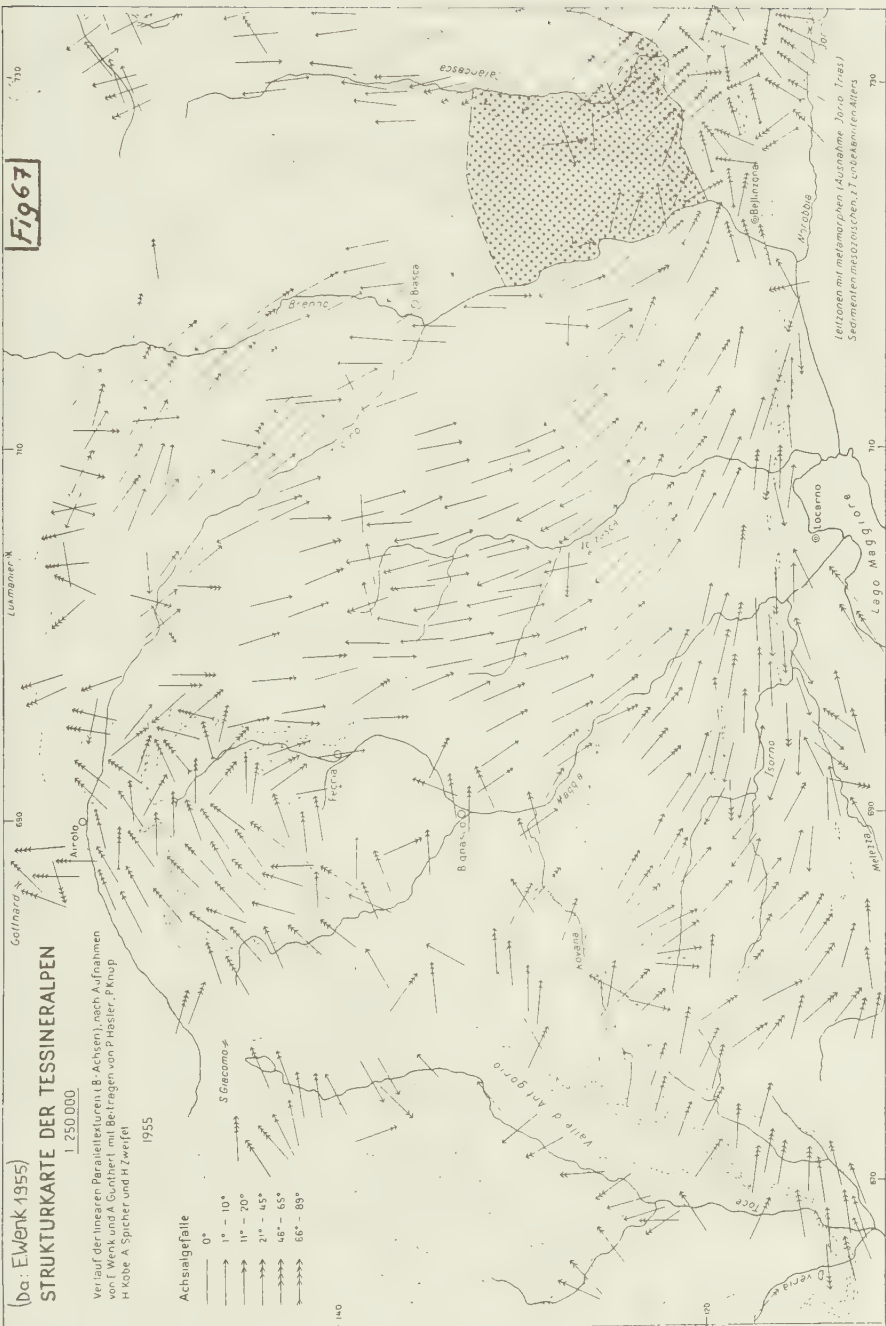
(v. Ewenk 1955)

STRUKTURKARTE DER TESSINER ALPEN

1:250 000

Verlauf der linearen Paralleltexuren (B-Achsen) nach Aufnahmen von F. Wenk und A. Guntherl mit Beiträgen von P. Häsliger, P. Knip, H. Kober, A. Späth und H. Zweifel 1955

Achsenneigung



Sedimenten mit metamorphen (Ausnahme Jura Trübe)
Sedimenten mesozoischen, 17. und 18. Jhd.

Queste due misurazioni furono riportate in una proiezione stereografica di Wulff determinandovi geometricamente la giacitura del piano assiale. Questo dato costruito fu poi inserito nella carta sul luogo corrispondente.

3.5. TIPOLOGIA DEGLI ELEMENTI STRUTTURALI MISURATI

Nel terreno si osservano strutture lineari e planari che furono elencate separatamente. Inoltre si notano pieghe mesoscopiche. Più si procedette nel rilevamento geologico strutturale e tanto più queste strutture apparivano significative, cosicchè si cercò di riconoscerle e caratterizzarle in tutte le regioni.

3.5.1. DESCRIZIONE DELLE STRUTTURE LINEARI

Si suddividono in due tipi:

- a. allineamenti lineari di fasi mineralogiche
- b. elementi lineari legati a strutture di deformazione.

3.5.1.1 Strutture lineari di allungamento di singole fasi mineralogiche.

Sul piano di scistosità della roccia si notano sia negli gneiss a feldspato che negli gneiss a scisti a plagioclasio, e talvolta anche nelle altre litologie, una distribuzione statistica parallela di allungamento dei cristalli di singole fasi mineralogiche.

Segue una breve descrizione di queste fasi:

Tra le miche è prevalentemente la biotite che mostra una distribuzione parallela, mentre che per la muscovite ciò è meno tipico. La linea marcata dalle lamine di biotite disposte parallele e allungate viene chiamata in seguito L_{Bi} . Essa appare sui piani di giacitura delle rocce in due modi.



L_{Bi} (miche disposte in fila e mica singola allungata)



L_{Bi} (mica singola allungata)

Questi schizzi mostrano le 2 possibilità comunemente osservate nelle metapeliti, per lo più anche nelle rocce a feldspato potassico e spesso anche nelle altre dove appare la biotite. Si può generalizzare l'osservazione affermando che la biotite è generalmente allineata in tutta la regione e che il piano del singolo minerale è la componente determinante della scistosità planare della roccia.

I porfiroblasti ellittici di feldspato potassico sono orientati parallelamente. Si è già visto nel capitolo 2.2. (per es. nelle foto fig. 8) che quando il feldspato potassico appare in porfiroblasti esso è composto da aggregati monomineralici, all'interno dei quali i singoli individui hanno un'orientazione ottica abbastanza simile. Lo schizzo del sottocapitolo 2.2.2.2. utilizza per definire in modo empirico la tipologia dei porfiroblasti è associabile all'ellissoide di deformazione. Il suo asse maggiore è chiamato L_{FP} .

La fibrolite nella parte Mesolcinese del terreno è sviluppata in noduli. Il termine "Faserkiesel", che tradotto significa ghiaietto feltroso, evidenzia bene i dati strutturali caratterizzati dall'allungamento degli aggregati aghiformi. Il fenomeno è simile a quello descritto per i porfiroblasti di feldspato potassico. L'asse maggiore del nodulo è contrassegnato con il simbolo $L_{fibr.}$

Il quarzo appare in noduli, lenti a aggregati di grani allungati parallelamente cosicché si può osservare e misurare un'orientazione preferenziale chiamata $L_{Qu.}$

Il plagioclasio forma come il quarzo grani allungati e appiattiti, nelle anfiboliti tale proprietà è evidenziata talvolta da macchie chiare allungate ($L_{Pg.}$).

Il distene è per lo più visibile nelle rocce solo con l'ausilio della lente o nella sezione sottile. Si è cercato di riconoscere nei cristalli più grandi un'eventuale tendenza statistica di orientazione parallela. Questa è chiamata $L_{Distene.}$

L'orneblenda mostra nelle anfiboliti talvolta una lineazione chiamata $L_{Ob.}$ Nel terreno a livello di singolo affioramento si ricava l'impressione che tutte le lineazioni mineralogiche fissate nelle rocce siano parallele tra loro, eccetto per il distene che ha talvolta una propria orientazione divergente dall'elemento lineare dominante $L_{Bi.}$

Le lineazioni descritte possono essere ascritte alla crescita preferenziale dei cristalli sotto l'influsso di "Stress". Può aver giocato un ruolo importante anche l'orientazione passiva dei cristalli sotto l'influsso cinetico esercitato dai movimenti tettonici sull'ammasso granulare parzialmente plastico della roccia.

L'osservazione microscopica mostra che una forte componente di deformazione è fissata nella roccia in quanto tutti i minerali descritti mostrano deformazioni (le miche e il distene sono piegati). Il quarzo, plagioclasio e feldspato potassico hanno estinzione ondulosa e mostrano fessurazioni interne. Il plagioclasio ha talvolta lamine di geminazione deformate. E' interessante precisare che il distene è il minerale più deformato e che la fibrolite la meno piegata.

Il nodulo è composto di aghi disposti radialmente che però sono solo poco deformati. Nella fig. 18 per es., è visibile la crescita di aghi di fibrolite in una zona avvolgente i cristalli di quarzo (lungo lo spazio intergranulare) dove però gli aghi singoli non sono curvi.

3.5.1.2. Elementi lineari legati a strutture di pieghe.

Per studiare le pieghe visibili nelle rocce furono misurati gli assi quali elementi caratterizzanti. Questi sono chiamati L_{Fa} , differenziandosi da assi di lenti e boudins denominati L_{Le} o L_{Bd} . (v. fig. 86).

Il piano di scistosità in ambiti apparentemente non piegati è spesso rigato da una striatura che macroscopicamente non è associabile a una fase mineralogica. Essa è chiamata L_{Str} . ("Striemung").

Essa può essere forse causata dall'intersezione di un piano assiale divergente con la scistosità; una crenulazione o altro non sono riconoscibili.

3.5.1.3. Confronto tra le strutture lineari

Le lineazioni L_{Fa} , L_{Str} , e L_{Bd} sono nel singolo affioramento parallele. Eccezionalmente quando era impossibile, per difetto di esposizione erosiva misurare L_{Fa} si misurò al suo posto L_{Str} o L_{Bd} utilizzandole per L_{Fa} . Questo è accettabile, poichè non si sono trovate deviazioni tra questi dati in tutti gli affioramenti dove essi sono tutti consociati. Solo gli assi L_{Le} e L_{Bd} differiscono da questa osservazione statistica.

3.5.2. ELEMENTI PLANARI

Nelle rocce si differenziano due strutture planari principali: la scistosità e il piano assiale di piegamento. Un terzo elemento planare è costituito da piani di fessurazione. Esso è molto comune, ma poichè è riconducibile a processi di deformazione tardivi, non è molto significativo per la discussione della tettagenesi del complesso roccioso. Perciò questo terzo elemento è misurato solo in circostanze particolari.

La scistosità è misurabile in quasi tutti gli affioramenti, eccetto nella zona di Cresciano dove lo gneiss granitico è eroso dal ghiacciaio in rocce montonate. Qui l'erosione non segue, come è la regola nel Lepontino, il piano di scistosità che è poco sviluppato in queste rocce.

Una prima impressione ricavata dallo studio delle strutture nel terreno fa pensare che i due elementi planari principali abbiano un'orientazione geometrica molto simile e molto regolare nella distribuzione generale. Questo fatto si esprime nella dominanza strutturale di pieghe isoclinali nelle quali i lembi delle pieghe differiscono di poco dal piano assiale.

3.5.3. STILE DELLE PIEGHE

Le osservazioni annotate nel capitolo precedente sono riprese e approfondite per definire meglio la tipologia delle deformazioni delle rocce.

La deformazione intensa non appare a prima vista, non essendoci spesso orizzonti litologici ben definiti. Quando però si presentano eterogeneità nella roccia (bande leucocratiche ecc.), appare evidente che la scistosità sia deformata dai piani assiali di piegamenti isoclinali molto penetrativi. Ciò conduce a considerare l'assetto tettonico molto perturbato, con le potenze delle diverse unità fortemente aumentate.

I profili del Torrone Rosso (fig. 43), della Cima di Rossiglione (fig. 45) come pure la relazione sulla litologia della zona di Castione a Monticello confermano questa affermazione. Si evidenzia così che le zone litologicamente bene definite nel paesaggio documentano lo stile delle pieghe. D'altronde le anfiboliti piegate dell'alta Valle Cresciano mostrano gli stessi fenomeni. Alcuni esempi possono illustrare la situazione nelle rocce del complesso degli gneiss a feldspato potassico del fianco della Riviera.

La fig. seguente no. 68 ritrae la situazione macroscopica a Cresciano come è ben visibile nel fondovalle poco a nord del paese. Il piano assiale delle diverse pieghe marca meglio dei piani litologici la disposizione regionale suborizzontale del complesso degli gneiss granitici soggetta ai piegamenti. Interessante è l'osservazione che il piano assiale è anche orizzonte di rottura e scorrimento ("Shearing"). Ovviamente è stato raggiunto e leggermente superato il limite di duttilità meccanica delle rocce.

I due disegni ritraggono le pieghe più o meno parallelamente all'asse che cade di 17° in direzione della parete. Lo stile mostra una piega a S asimmetrica con un inizio di scorrimento di un lembo. In questa zona di trasposizione si nota la formazione di caratteristici essudati leucocratici.

Nei marmi la stessa dinamica portò alla formazione dei calcari grigi a grana fine milonitici (v. capitolo 2.4.3.2.3.4 visibile per es. nel profilo Al Galletto, allegato I, al m 138).

Per l'affioramento schizzato nella fig. 68 si può aggiungere che anche Casasopra, 1939, disegnò a pg. 466, fig. 3 e a pg. 476, fig. 6 strutture simili che però ricollegava a strutture fluidali. Una particolarità osservata nella prima galleria della stradetta che porta a Cresciano sul Monte (luogo dello schizzo di Casasopra fig. 3) si notano due elementi planari. Uno più vecchio è piegato.

Fig 68 Pieghe presso Cresciano

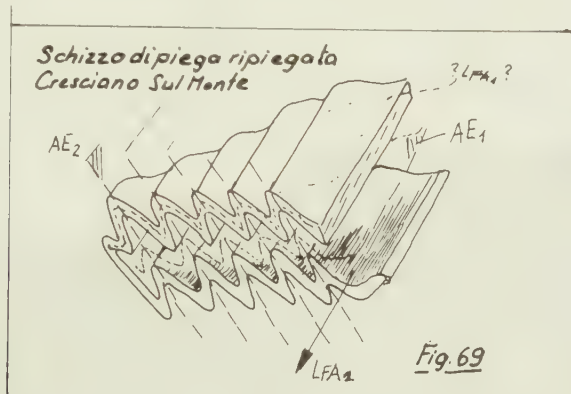


a) vista d'assieme:

b) dettaglio:

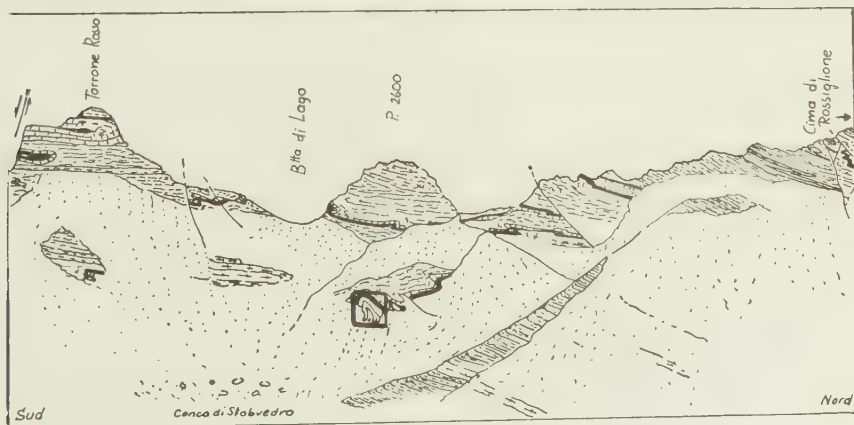


Nella stessa zona anche la litologia mette in mostra dei fenomeni che indicano deformazioni ripetute.



La sovrapposizione della seconda deformazione è molto accentuata, obliterando fino a poche tracce le strutture deformate più vecchie. L'asse di piega L_{FA1} non è più visibile. Poco distante nella galleria della strada Cresciano-Cresciano sul Monte si osserva un elemento lineare deformato. Si tratta di una striatura piegata che forse potrebbe essere la traccia dell'asse di piegamento cancellato. Un altro esempio di deformazione plurifase a livello regionale è dedotto dall'analisi delle strutture dei marmi dello spartiacque. Lo schizzo seguente (fig. 70a) riprende la figura 44 del capitolo 2.4.3.5.5..

Fig.70a: Schizzo di situazione della piega nei marmi fig.70b



Le tre strutture sono tagliate dall'orizzonte stesso piano e nella sovrapposizione degli orizzonti corrispondenti nella regione della Cinesa di Stabvedro (fig. 70a). Con questa una piana longitudinale è ripiegata: i piani assiali delle piane piane sono disposti a scendere gradualmente da sinistra, gli assi di piegatura restano. Le misurazioni strutturali dell'altitudine del piano sono presentate in un stereogramma di Wulff (fig. 70b). I piani del piano assiali sono disposti su uno stesso piano del piano dello stereogramma. Una possibile interpretazione della progressione di deformazione è schematizzata nella fig. 70d.



Fig. 70a: Vista ripiegata nella Cinesa di Stabvedro (dettaglio della fig. 70a).

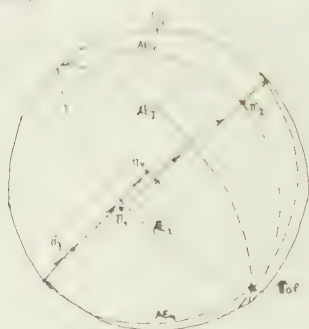
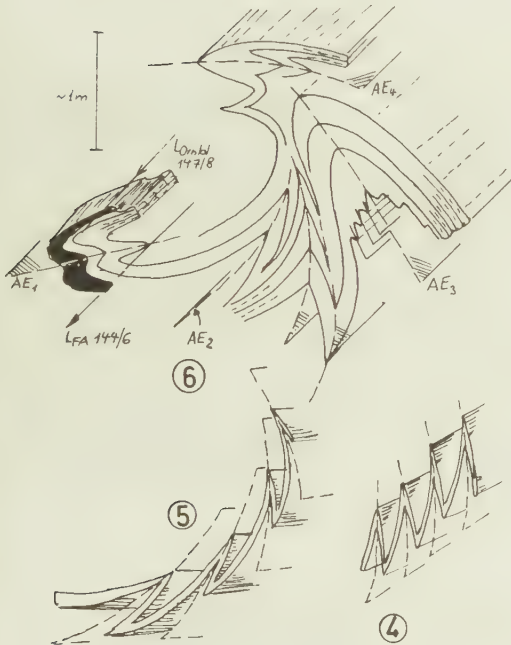


Fig. 70b: Diagramma di Wulff delle strutture delle figure 70b e 70d.

Fig. 70d: Interpretazione dei processi di deformazione delle pieghe della fig. 70b.

Conca di Stabvedro: (① → ⑥ sviluppo ipotetico della deformazione



Misurazioni:

$$L_{FA} = L_{Bi} = L_{Ob} (= costante)$$

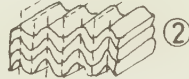
AE₁ 53/23

AE₂ 227/67

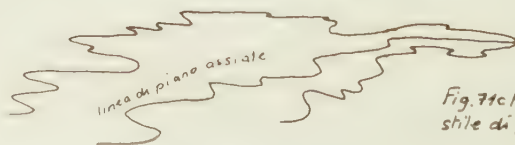
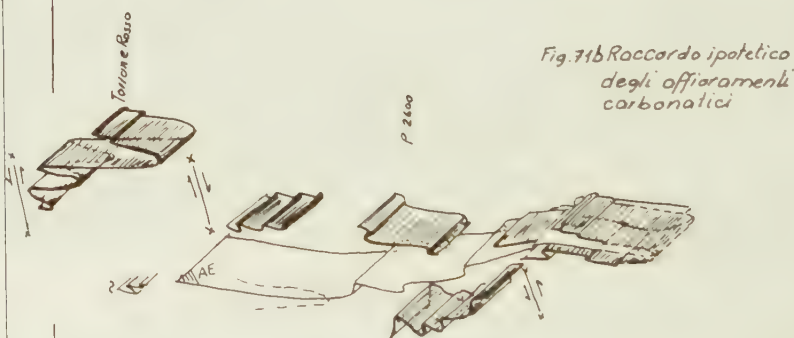
AE₃ 51/63

AE₄ 139/7

(Materiale delle pieghe:
gneiss a plagiocl. con due
miche)



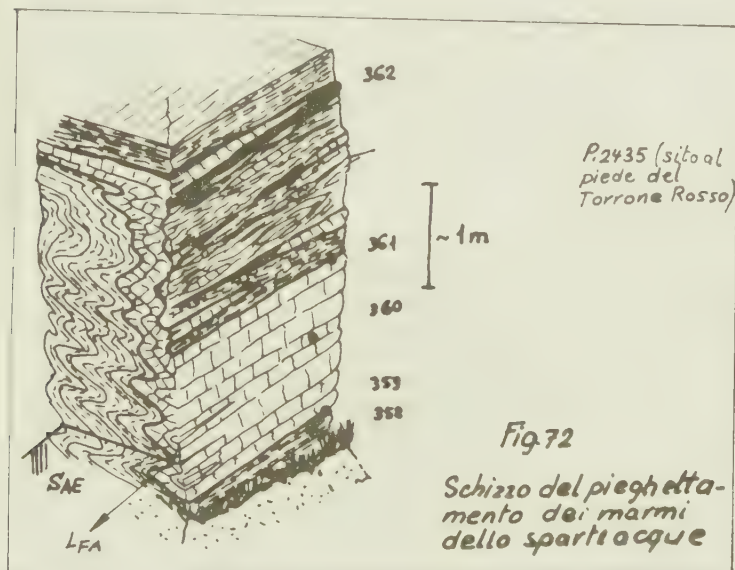
In generale i piani assiali della zona piegata carbonatica giacciono piatti. Perciò, pur non potendo collegare i diversi affioramenti, si può identificarne lo stile di ripiegamento. Ciò è riassunto nella fig. 71.



Le pieghe mesoscopiche disegnate nei profili del Torrone Rosso (v. fig. 43), Conca di Stabvedro (v. fig. 44) e Rossiglione (v. fig. 45) potrebbero essere pieghe parassitiche di una grandissima piega che avrebbe l'apice a nord.

A livello di rilievo di dettaglio si nota un intenso pieghettamento che è ben visibile nei marmi impuri, nelle anfiboliti ma talvolta anche nelle altre rocce.

Si riportano due esempi:



L'intenso pieghettamento crea nella parete erosa parallelamente all'asse una errata impressione di intercalazione litologica.



Fig. 73

Fotografia di pieghe isoclinali dei marmi dello spartiacque.

(Foto orientata dal Pizzo di Claro in direzione Torrone Rosso e sullo sfondo Pizzo Molone)

Le amphiboliti associate ai marmi mostrano lo stesso stile di deformazione. Quelle incluse nelle metapeliti sono spesso budinate. Nei marmi ritrovano anche affioramenti di amphibolite pieghettata. Questa differenza dipende dalla differenza di competenza tra le rocce che subirono la deformazione.

Fig. 74: Foto di pieghe plurifasi dei marmi del Tirreno presso dettagli dello schizzo no. 43.



Fig. 75a: Pieghe plurifasi in anfibolite con bande chiare ripiegate (proviene dall'Alpe di Gravo - Val Cresciano).

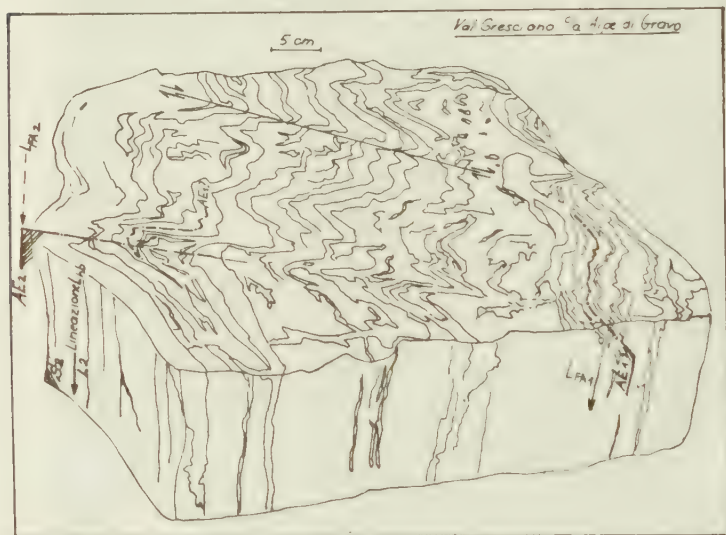


Un esempio di anfibolite con bande plagioclasiche chiare illustra le deformazioni plurifasi di queste rocce nella zona dell'Alpe di Gravo (v. fig. 75 a e 75b) . Sono localmente riconoscibili delle pieghe dai lembi completamente paralleli che racchiudono un piano assiale S_{AE1} .

Queste pieghe sono deformate da un sistema più recente più o meno perpendicolare al primo con S_{AE2} . Sui fianchi si vede che l'ornamentazione è allineata parallelamente all'asse delle pieghe più giovani (L_{Ob} parallela a L_{FA2}).

La deformazione più recente è essenzialmente plastica però si notano pure tendenze alla formazione di scorrimenti (shear zones) paralleli a S_{AE2} , simili alla fig. 68

Fig. 75b: Schizzo della foto 75a.



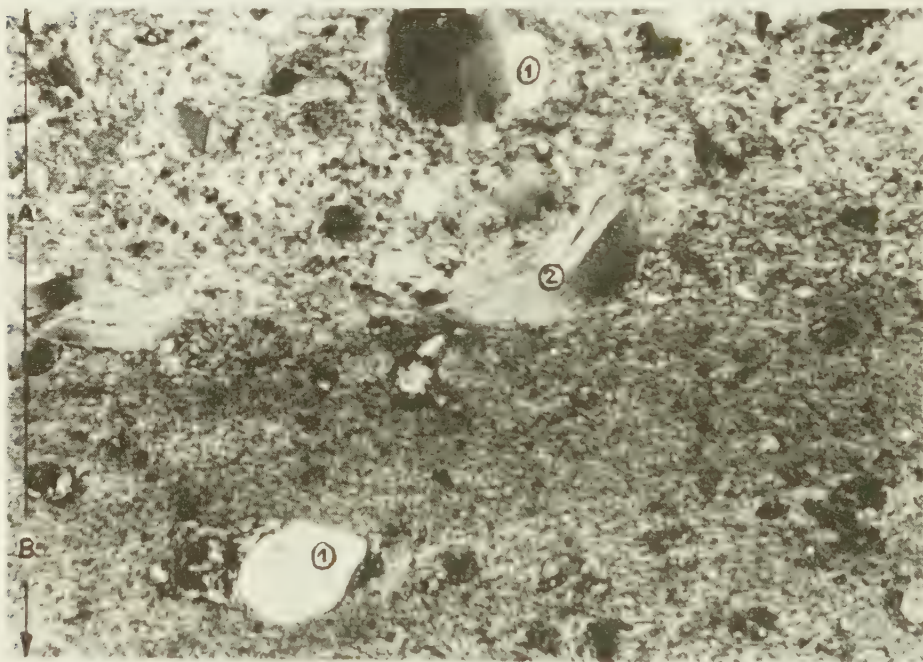
Le figure 76a e 76b mostrano una deformazione subita in modo differenziato da anfibolite associata al marmo di S. Vittore (v. profilo fig. 35). La differenza di competenza tra le due rocce coinvolte nei processi è tale che il marmo ha deformazione plastica con tessitura fluidale, mentre l'anfibolite è budinata ma poco deformata.

Fig. 76 : Dettaglio della fotografia 36



Come si è detto i marmi mostrano deformazioni altamente plastiche. All'interno dei marmi stessi le pieghe isoclinali possono divenire zone di dislocazione con la formazione di miloniti calcaree, descritte nel capitolo dello studio petrografico delle rocce. Si aggiunge una microfotografia di una milonite calcarea affiorante nel profilo dell'Al Galletto.

Fig. 77 Microfotografia di milonite calcarea proveniente da Al Galletto (allegato II., al m 82,5)



Cristalloclasti in matrice di calcite e quarzo (in A grani medio - fini; in B grana finissima che conferiscono alla roccia l'aspetto di un calcareo denso e il tipico colore grigio-bluastro). Il quarzo ① nei cristalloclasti arrotondati é deformato (per es. estinzione dell'esemplare in alto al centro). Nell'esemplare in alto al centro). Nell'esemplare in basso si nota che la matrice fluidale ha formato un "Druckschatten". La calcite relittica del marmo pretettonizzato (per es ②) é molto deformato come si nota dal bordo xenomorfo del cristallo e dalla geminazione piegata.

L'intensa deformazione isoclinale è spettacolare nella zona dei marmi del Pizzo di Claro. Tutte le zone sottostanti, fino allo gneiss occhiadino mostrano lo stesso stile. Ovunque nel dettaglio e anche da lontano l'osservazione dei banchi di roccia lascia intravedere strutture isoclinali della stessa configurazione. Le figure che seguiranno confermano questo giudizio.

Nella foto aerea fig. 78 della zona dell'alta Val Cresciano verso la Bocchetta di Piove di Fuori si notano evidenti raddoppiamenti litologici (anche se si osserva obliquamente all'asse di piega, come si può dedurre da uno studio della carta strutturale, allegato IV). La fotografia aerea, fig. 79, mostra il terreno degli gneiss occhiadini (fino al lago di Canee) e le metapeliti sovrastanti. Anche qui si notano pieghe isoclinali estremamente complesse con un piano assiale suborizzontale. Fenomeni analoghi si vedono presso l'Alpe di Gravo dove il banco di gneiss occhiadini è ripiegato (v. carta geologica, allegato III.). In generale però il rilevamento geologico regionale espresso dalla carta indica per gli gneiss occhiadini la struttura semplice di un banco regolare con una litologia parallela. Nel dettaglio si scoprono pure singoli indizi di strutture isoclinali (per es. in fig. 80).



Fig. 78: Foto aerea della zona alta Val Cresciano, Bocchetta, Piove di Fuori



Fig. 79 : Foto aerea della zona del Lago di Canee. (copia di un positivo)

Fig.80: Foto di strutture negli gneiss occhiadini della
alta Val Cressciano (presso l'alpe di Simidi).



traccia del piano assiale AE

Nei marmi di Castione le strutture isoclinali dai lembi quasi paralleli e dall'asse pressochè perpendicolare (cosidetto "Schlingenbau" sono probabilmente molto comuni. Un buon esempio proviene dalla vecchia cava di marmo presso Castione-Bergamo. (v. anche pag. 83).

Fig. 81

(Sguardo dall'alto verso il basso parallelo all'asse di piega LFA).



Riassumendo si può affermare che lo stile delle pieghe è caratterizzato da una intensa deformazione essenzialmente plastica ma che talvolta ha portato alla rottura della cerniera e allo scorrimento reciproco dei lembi delle pieghe. Queste pieghe possono documentare anche avvenimenti plurifasi con pieghe ripiegate.

3.6. RAPPRESENTAZIONE DEGLI ELEMENTI STRUTTURALI

3.6.1. LA CARTA STRUTTURALE (v. allegato IV).

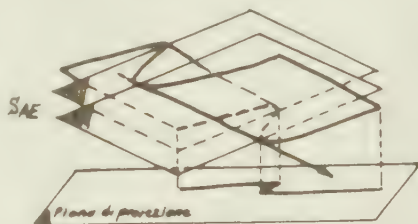
I dati relativi alle diverse strutture misurate furono trasportati su una carta tettonica schematica contrassegnandoli con i simboli specificati nel capitolo precedente.

I valori riportati sono le medie di più misurazioni analoghe. Luoghi con particolarità della deformazione mostrano valori divergenti. Essi sono differenziati nella descrizione e figurano perciò nella carta.

Lo stile delle pieghe è schematicamente indicato nella carta da simboli "S" o "Z" a seconda se la piega è vista parallelamente all'asse in direzione dell'inclinazione verso il basso come mostra una figura analoga a questi simboli:

Modello di piega:

Proiezione = simbolo
nella carta



Da un'osservazione sommaria si nota una spiccata regolarità dell'orientazione geometrica fra tutti i valori del gruppo lineare come pure delle strutture planari. Si denotano delle tendenze regionali di modifiche dell'orientazione delle strutture. Inoltre si osservano localmente delle zone contraddistinte da una dislocazione più complessa, come è il caso per le strutture della zona D_C. In questa si è accennato a particolarità strutturali raffigurate nelle fig. 68 e 69.

Per poter confrontare tra loro gli elementi di una zona ristretta e per evidenziare le modifiche graduali su tutta la regione si suddivise arbitrariamente lo spazio cartografico in sotto-regioni.

I confini di queste zone furono scelti combinando criteri ottici (l'omogeneità apparente tra i dati delle stesse strutture) con criteri geologici (le separazioni litologiche-tettoniche). Con questi due criteri si giunse a circoscrivere con confini simili tra loro delle zone, per le quali si lasciano riassumere in settori di omogeneità dei dati strutturali.

Esse sono da sud a nord:

settore A: Roveredo-Giova / zona di Roveredo

settore B: Castione-Monticello / zona di "radice".

settore C: Alta Val Cresciano / zona del Pizzo-Landarenca/metapeliti

settore D: Claro-Cresciano / gneiss a feldspato potassico

sotto-settore A_M : biforcazione della strada della Calanca-Castaneda / migmatiti

sotto-settore D_C : Cresciano-Cresciano sul Sasso / pieghe nello gneiss granitico.

3.6.2. DIAGRAMMI STRUTTURALI:

I valori delle misurazioni furono riportati in diagrammi usando la proiezione nella metà inferiore della sfera, sullo stereogramma di Schmidt. In esso la proporzionalità delle aree viene rispettata. Questa scelta permise un'analisi della distribuzione di densità dei punti corrispondenti alle strutture.

Ad ogni settore di omogeneità corrisponde un diagramma e gli elementi planari sono rappresentati dai loro poli sempre nell'emisfero inferiore.

Legenda della figura 82 a,b,c,d,e,f,

N.b. Si sono usati i seguenti simboli per rappresentare le strutture misurate. Allorquando in un diagramma vi si trova un simbolo eccezionale esso viene indicato al margine della rispettiva figura. Inoltre nella figura 82 f si è ricorsi a una simbologia nuova per la rappresentazione: essa si trova accanto alla figura.

Planari:

- Polo di scistosità
- ▲ Polo di piano assiale di piega

Lineari:

- | | |
|---|-------------------------------|
| Δ L _{Striatura} | |
| x L _{FA} (asse di piega) | ⊗ L _{FA} nelle lenti |
| ■ L _{OB} (orneblenda) | |
| □ L _{Bi} (biotite) | ⊖ L _{Bi} nelle lenti |
| ★ L _{Fbr} (fibrolite) | |
| ☆ L _{Dist} (distene) | |
| ◆ L _{E1} (elongazione) | ⊙ L _{E1} nelle lenti |
| ○ L _{FP} (feldspato potassico) | |
| ⊙ L _{Bd} (budinaggio) | |

3.7. CONFRONTO REGIONALE DELLE RAPPRESENTAZIONI GRAFICHE

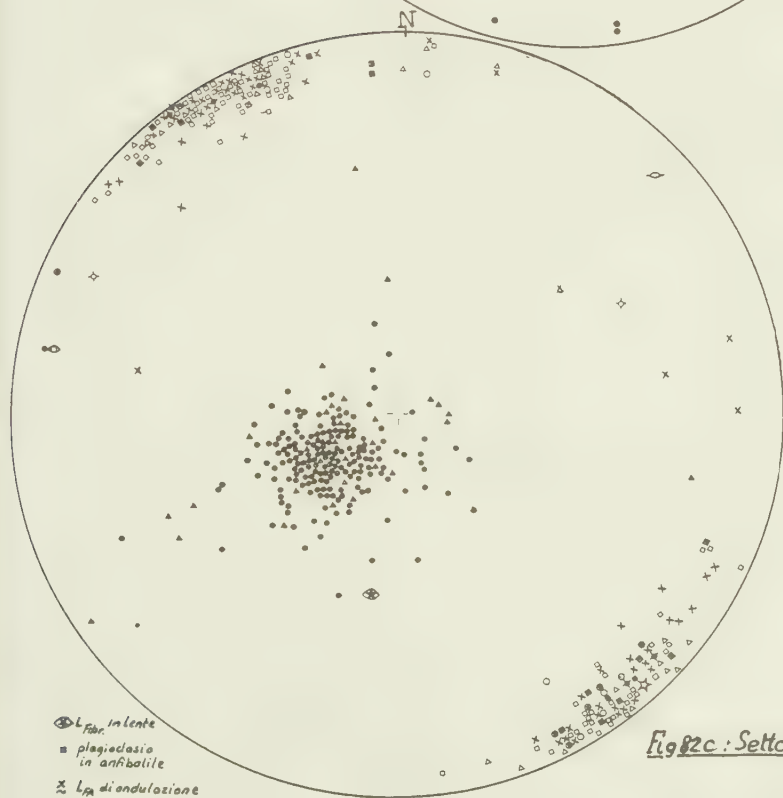
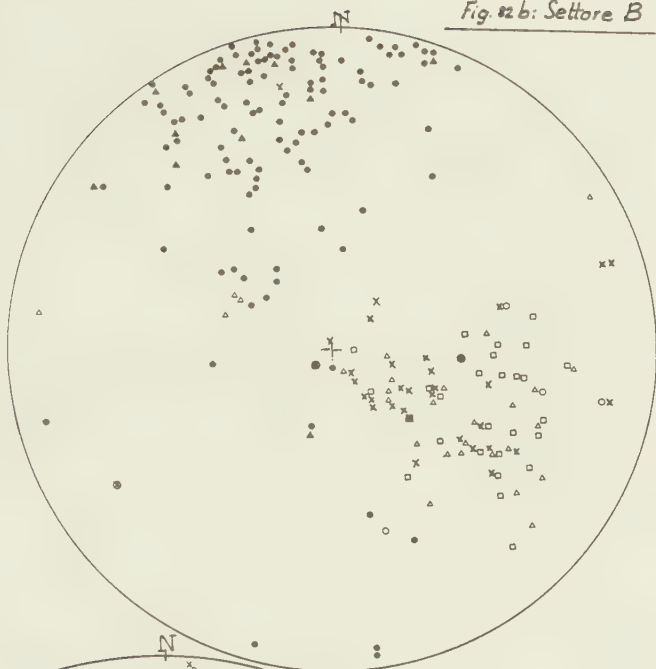
3.7.1. INTRODUZIONE: i diagrammi dei dati strutturali

Le figure 82a, b, c, d, e espongono le misurazioni effettuate nei singoli settori di omogeneità.

Le figure 82 f e 82 g raccolgono i punti dei sotto-settori locali. La distribuzione dei settori e sotto-settori e il numero dei dati per elemento sono visibili nell'allegato IV.

Questi diagrammi sono utili per verificare in ogni settore le variazioni della disposizione spaziale dei diversi tipi di strutture. Per un confronto riassuntivo degli elementi principali all'interno di un settore e dei settori tra loro, ossia delle modifiche regionali dell'orientazione delle strutture si rimanda alla fig. 84.





⊙ L_{Fib} in lente
 ■ plagioclasio
 in anfibolite
 x L_{Fib} di endulazione

Fig. 2c: Settore C

Fig 82d: Settore D

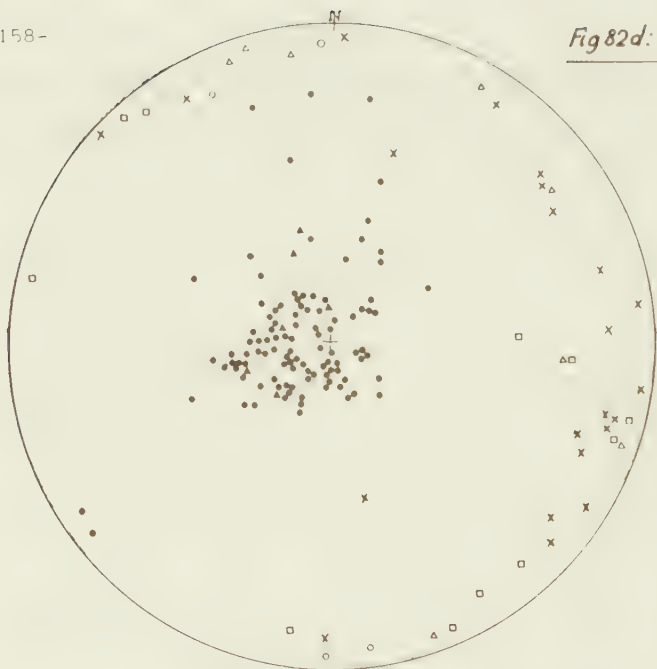


Fig 82e: Settore E

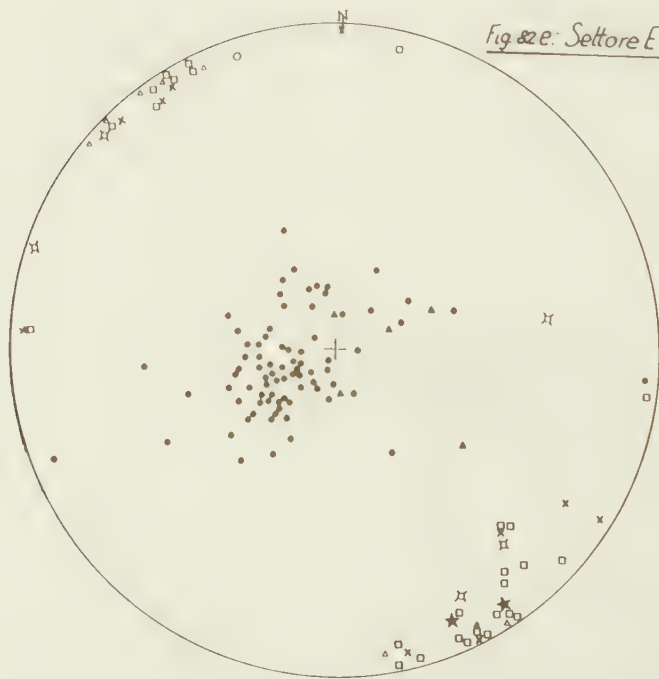


Fig. 82f: Settore A_M

(Leggenda particolare per A_M)
 Nota: le indicazioni sopra,
 sotto, in, si riferiscono alla
 posizione riferita alla
 striscia migmatitica

El. Planari:

π_s π_{AE}
 ● sotto ▲
 ○ in ▲
 ● sopra ▲

El. Lineari:

LFA LBi
 x sotto □
 x in □
 x sopra □

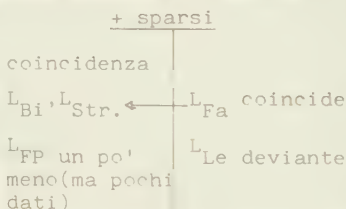
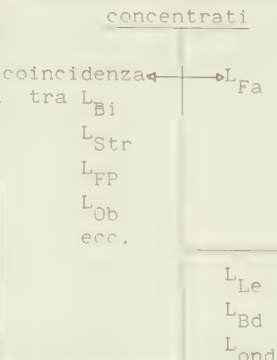
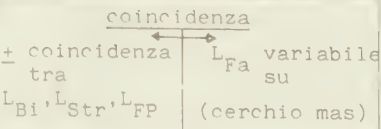
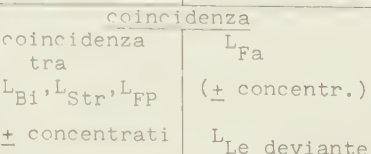


Fig. 82g: Settore D_c

Σ
 Asa di piano
 ondulato



Fig. 83 : Tabella di confronto dei diagrammi della fig. 82

Settore	Zona geologica	Elementi lineari		Elementi planari (poli di S e S _{AE})
		mineralogia di deformazione		
Fig. 82a)	marmi di Giova			coincidenza un po' sparsi
A	gneiss di Roveredo	e L _{Le} coincidenze e concentrazione.		
		L _{Torm} , L _{Dist.} devianti ?		
Fig. 82b)	marmi Castione Al Galletto e zona di "radice".			coincidenza un po' sparsi
B				
Fig. 82c)	marmi/metapeliti ecc. della parte alta della regione e fianco nord-orientale			concentrati e coincidenza
C				
Fig. 82d)	gneiss granitico Leventina			concentrati ± coincidenza
D	gneiss a felp. potassico.			
Fig. 82e)	gneiss a felp. potassico della Calanca meridionale.			± concentrati S _{AE} sembra spostato ma pochi valori
E				

Sotto settore	Zona Geologica	Elementi lineari		Elementi planari
Fig.82f) D _C	gneiss granitici Leventina inferiore (Cresciano)	? pochi valori	L _{FA} concentrato	dispersi e poca coincidenza (ma pochi valori)
Fig.82g) A _M	Migmatiti	L _{Bi} coincide nelle 3 zone	L _{FA} varia su un cerchio massimo.	un po' sparsi ma coincidono nelle 3 zone e tra loro

Significato dei simboli:

Lineari di cristallizzazione (misurati su "S"):

- L_{Bi} Biotite ⊖ nelle lenti
- △ L_{Str.} Striatura
- ▣ L_{Ob} Orneblenda
- L_{FP} Felspato potassico
- ★ L_{Fibr} Fibrolite (noduli)
- ⊙ L_{Torm} Tormalina
- ☆ L_{Dist.} Distene

Lineari di deformazioni di "S":

- × L_{FA} Asse di piega ⊗ nelle lenti
- ⊖ L_{Le} Asse maggiore di lenti
- ⌵ L_{Bd} "boudins"
- ⌵ L_{Ond.} Ondulazioni

Planari:

- S Scistosità
- ▲ S_{AE} Piano assiale

Fig. 84a: Diagrammi dei dati
rappresentati da
isolinee di eguale
densità per area.





3.7.2. COMMENTO RIASSUNTIVO DEI DIAGRAMMI DELLE STRUTTURE

Il diagramma relativo al settore delle migmatiti espone dati divergenti dagli altri, poichè furono differenziate le misurazioni (degli stessi elementi strutturali) in rapporto con la loro localizzazione sopra, sotto o all'interno delle migmatiti.

Analizzando le fig. 82 e 83 si possono annotare le osservazioni più interessanti che sono le grandi coincidenze tra le lineazioni mineralogiche. Come già accennato sembra che i grandi cristalli di distene e di tormalina siano devianti, però il numero dei dati singoli sono insufficienti per formulare più di un'ipotesi. Per le lineazioni connesse a deformazioni si possono fare due affermazioni:

- a. la direzione di elongazione delle lenti quarzifere (con o senza alumosilicati) coincide talvolta con l'asse delle pieghe regionali, ma spesso ne differisce fino a 90°. Ciò conferma la crescita delle lenti durante una fase di deformazione tardiva allorchè i minerali della roccia erano già geometricamente fissati nella struttura, ossia dopo l'apice della fase di cristallizzazione. La direzione delle lenti coincide sia con le lineazioni dei "boudins", che con la lieve deformazione ondulosa della scistosità.
- b. nello gneiss granitico leventina e nelle sovrastanti rocce a felspato potassico, gli assi di pieghe L_{FA} sono disposti su un cerchio massimo, mentre che negli altri settori sono pronunciati più raggruppati. Inoltre il polo del cerchio massimo coincide con i poli delle strutture planari. Ciò potrebbe significare che gli assi di piega del settore "D" sono stati piegati e rappresentino una fase leggermente antecedente al climax di deformazione fissato negli altri diagrammi!

Dalle osservazioni descritte si conclude che gli elementi lineari mineralogici coincidono tra loro e quasi sempre anche con quelli di deformazione. Si ha rielaborato i diagrammi raccogliendo i singoli gruppi di strutture (geograficamente: gruppi di punti) con curve di eguale densità per unità di area: il risultato è raccolto nella fig. 84a. I diagrammi sono anche disegnati al bordo della carta strutturale (allegato IV) e riportati nel contesto tettonico nella fig. 84b. Nei singoli diagrammi si nota che le isolinee di ogni settore di omogeneità hanno una disposizione degli elementi lineari, da molto concentrata a tendente a distribuirsi su un cerchio massimo. Il polo dello stesso coincide con le densità massime dei poli delle rispettive strutture planari. Ciò fa pensare a una deformazione cilindrica delle strutture lineari. A livello regionale, confrontando la distribuzione dei poli nei settori di omogeneità si nota, che anch'essi giacciono su un cerchio massimo. (v. fig. 85). Il polo di quest'ultimo corrisponde alla distribuzione statistica degli assi di budinaggio, di elongazione tardiva della litologia¹⁾ e di una parte delle elongazioni delle lenti quarzifere (in particolare di quelle che sono discordanti)

¹⁾ v. fig. 88

Fig 85 Sintesi grafica delle strutture (Schmidt, emisfero inf)

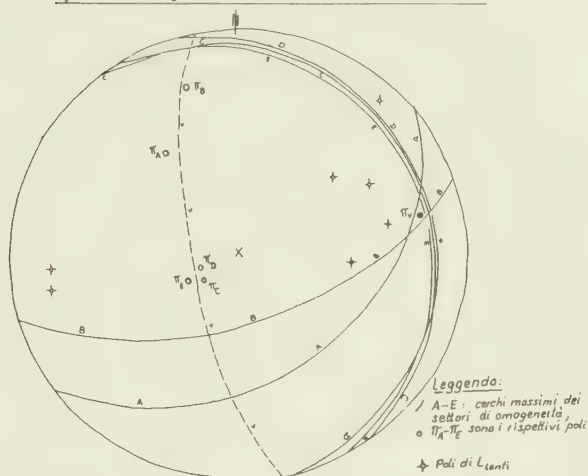
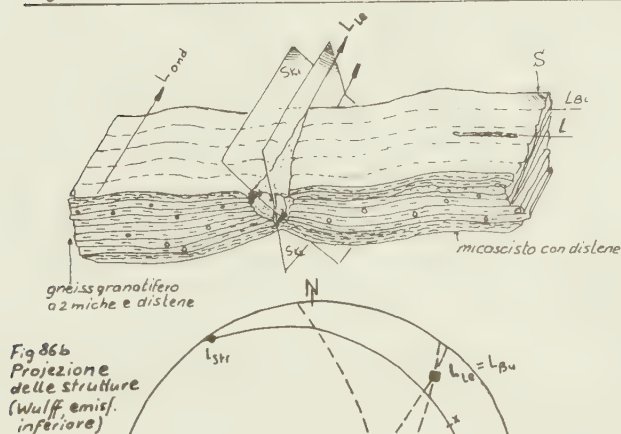


Fig 86 Metapelite budinata contenente (Conca di Stabvedro)



La fig. 86a mostra una lente quarzifera tardiva legata a un budinaggio di metapeliti. L'arricchimento di aluminosilicati è tipicamente situato al bordo della lente. L'asse dello stesso e gli altri dati strutturali sono esposti nella fig. 86b. Poiché l'asse della lente giace nel piano di scistosità ed è perpendicolare a L_{Str} il punto corrispondente a L_{Le} sarebbe x. La linea d'intersezione dei due piani di faglia S_{K1} e S_{K2} è indicato come $L_{Le} = L_{Bi}$ e il punto "ideale" della fig. 85 è indicato con O. I punti giacciono sufficientemente accostati entro limiti di tolleranza condizionati da errori dovuti alla scarsità di dati e alla ricostruzione geometrica di elementi in parte non bene misurabili.

Si può concludere perciò che lo stile caratterizzante la deformazione abbia corrisposto al ripiegamento cilindrico di un corpo litologico già bene assestato, secondo un sistema di forze che ha prodotto lo stiramento delle unità. Accanto a questa fase di deformazione c'è stata una mineralizzazione tardiva, che ha prodotto essudati leucocratici nelle rocce povere in alluminio e lenti quarzifere con aluminosilicati nelle metapeliti.

Questa fase tardiva di deformazione e crescita di lenti (dovute probabilmente a "pressure solution") ha ripiegato l'intera unità schiacciandola a sud nella "posizione di radice", ma senza imprimere strutture planari penetrative nella litologia. Gli elementi strutturali dominanti sono rappresentati da lineazioni mineralogiche parallele a assi di pieghe, inoltre da una scistosità simile ai piani assiali di pieghe isoclinali.

Una sintesi grafica molto semplificata (omettendo le dislocazioni dovute a faglie e semplificando le strutture piegate dei carbonati) è ipotizzata nella fig. 87. Questo modello ripropone lo stile delle pieghe isoclinali osservate. Spesso sono disegnate pieghe a S in analogia a quelle disegnate da Mittelholzer nella tavola allegata alla dissertazione pubblicata nel 1936 e ripresa nella carta tettonica fig. 1b (da R. Trümpy 1980).

Sul terreno invece (come si nota nella carta strutturale (allegato IV) nelle zone corrispondenti al modello sono state rilevate singole pieghe a S e Z. Come già detto il modello è molto ipotetico in quanto serve unicamente per fissare due punti essenziali:

- a. La deformazione tardiva F_3 che schiacciò gli strati litologici meridionali in posizione verticale.
- b. La similarità tra gli elementi strutturali: di "Schlingengbau" a meridione con l'intenso piegamento isoclinale (con piani coricati nel tetto degli affioramenti della regione) provocato da una intensa fase di deformazione F_2 .

Ciò fa supporre che i marmi dello spartiacque non scendono dopo le pieghe di Cima di Rossiglione verso Landarenca come proponeva Strasser, ma che continuano verso i marmi del Torrone Alto, restando (sempre a causa delle pieghe) a cavallo dello spartiacque (v. anche pag. 101).

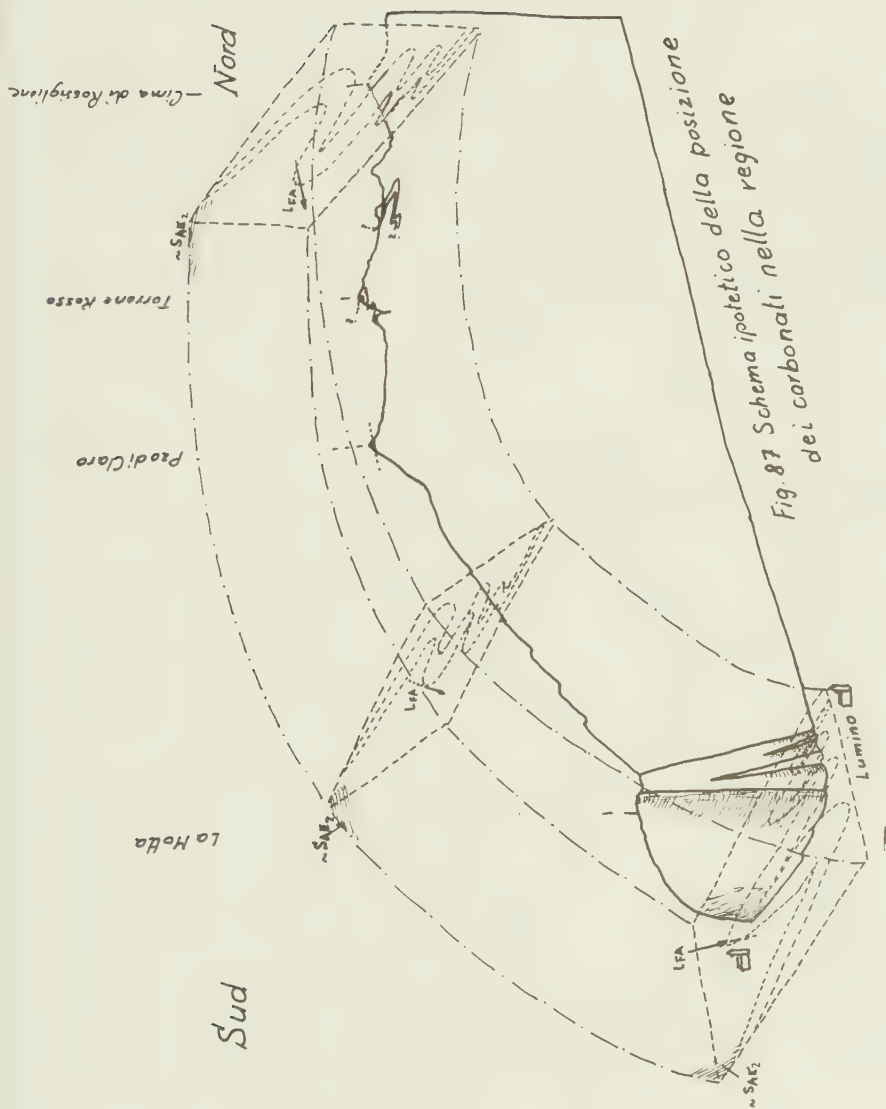


Fig. 87 Schema ipotetico della posizione
dei carbonati nella regione



3.8. CONCLUSIONI SULLA TETTONICA

Confronto delle osservazioni petrografiche (sulle sequenze temporali di cristallizzazione e di deformazione) con i risultati dell'analisi strutturale.

La litologia studiata si differenzia in rocce a feldspato potassico di probabile origine magmatica e rocce a plagioclasio perlopiù prodotte dalla metamorfosi di sedimenti argillosi e di arenarie la cui formazione è simbolicamente espressa da F_0 fig. 88. In basso nell'edificio tettonico dominano gli ortogneiss, in alto per contro le metapeliti. Queste unità sono però intercalate tra loro e con rocce carbonatiche. Ciò corrisponde alla descrizione degli studi precedenti (Strasser, Kündig ecc.). La genesi della sequenza litologica è interpretata come risultante dall'accatastamento di falde di scorrimento. Questo processo è ascrivibile a una fase di F_1 dell'orogenesi alpina. Salendo nell'edificio tettonico le suture tra le falde vanno complicandosi sempre più: mancano orizzonti tettonici netti e invece appaiono ripiegamenti complessi: così nel tetto del banco occhiadino in Val Cresciano e nell'orizzonte carbonatico del Pizzo di Claro (v. fig. 80).

Queste grosse strutture hanno un piano assiale deformato. Ciò potrebbe essere un indice relittico delle deformazioni plastiche della fase F_1 o corrispondere a una prima deformazione di F_2 . La sovrappressione penetrativa che determina quasi totalmente le strutture delle unità litologiche e dei loro reciproci confini (ipotetiche suture ?), corrisponde alla fase F_2 . Una ulteriore notevole complicazione strutturale è dedotta dall'osservazione sul terreno e confermata dai rilievi di J. Stäubli (comunicazione personale e lavoro da diploma Politecnico Federale Zurigo) nella zona dello spartiacque tra Riviera e Verzasca. Essa risiede nell'intenso piegamento isoclinale all'interno delle singole unità. Nella sintesi strutturale la si ascrive alla fase F_2 . I profili dell'allegato I. non riescono a illustrarne dovutamente l'importanza. Queste pieghe mesoscopiche appaiono meglio nella carta geologica (allegato III). Gli elementi di sostegno a queste affermazioni si accumulano nell'osservazione accurata delle pareti del Pizzo di Claro sopra il laghetto di Canee e di tutta la sequenza litologica della Val Cresciano, da Peu-Ruscada fino alla Bocchetta di Piove di Fuori. Nelle fotografie aeree (fig. 78 e fig. 79) si notano estese pieghe isoclinali coricate, con i lembi schiacciati sub-paralleli al piano assiale.

Queste strutture rappresentano la fase culminante della deformazione alpina, che plasmò la scistosità, il piano assiale e i rispettivi assi di piega, come pure tutte le lineazioni mineralogiche. Poiché si osservano dei piani assiali ripiegati si può dedurre che il raggiungimento del climax accennato sia il prodotto di più spinte tettoniche, ossia di processi di deformazione plurifasi.

Allo stato attuale delle ricerche non è possibile indicare se siano rimaste conservate strutture antiche relittiche simili a quelle descritte più a ovest nel Lepontino della Valle di Bosco da Hall (1972) e commentate da Ramsay (1974).

Riassumendo le osservazioni petrografiche e strutturali si è tentato di schizzare un modello spazio-temporale di sintesi inserito in una cornice geologica. Questa ultima è ripresa da Milnes e Pfiffner (1980 a pg. 621) e Trumpy (1980 fig. 41). In questo schema (fig. 88) i valori in rapporto al tempo e in particolare all'intensità assoluta dei parametri di cristallizzazione e deformazione sono puramente relativi a riferimenti generali. Gli elementi confermati dalla presente ricerca si riferiscono alla sequenza generale dei processi e in particolare al perdurare della crescita dei minerali in rapporto alla fase di deformazione. Questa diversificazione è calibrata dalla sequenza di crescita differenziata degli aluminosilicati inclusi nelle metapeliti e nelle lenti quarzifere. Anche il granato è una fase mineralogica il cui sviluppo di crescita lenta e graduale ha conglobato nelle inclusioni le tracce di diverse fasi del suo sviluppo. Si sono osservate strutture pre- e post-tettoniche in riferimento alla fase F_2 . In rapporto alla fase F_3 si è notata una tendenza di formazione di un olivaggio per rottura interna al cristallo. Essi è spezzato non pure lo sono le inclusioni ma non la matrice conglobante. Queste intersezioni mostrano una tendenza di disposizione parallela alla schistosità nella zona meridionale di "radice" (per es. v. tabella fig. 60, campione 509, nr. 24) e piuttosto perpendicolare ad essa nella zona settentrionale (per es. fig. 14). Potrebbe essere interessante chiarire se vi sia un diretto rapporto fra questa deformazione meccanica e lo strain ellissoide della fase F_3 . La fase F_4 corrisponde al riassetto isotattico rispetto verticali ascendenti di tutto il complesso. Ad essa si associano solo deformazioni inelastiche documentate da fratture di tutte le componenti a livello macroscopico e microscopico. Una fase di circolazione di fluidi portati alla formazione di interessanti paragenesi con prehnite, clorite, zeoliti ecc. (per es. Cave di Arvigo). La ricristallizzazione delle componenti della poria è nulla, se si esclude la formazione di sottili strati di milonite lungo le faglie principali. Le miloniti calcaree possono essere formate durante F_3 o F_4 .

ELENCO DELLE OPERE CONSULTATE

- ALBEE, A.L. 1972. Metamorphism of pelitic schists: reaction relations of chloritoid and staurolite. *Bull. geol. Soc. Am.* 83, 3249-3268.
- ALBEE, A.L. & CHODOS, A.A. 1969. Minor element content of coexistent Al_2SiO_5 polymorphs. *Am. J. Sci.* 267, 310-316.
- ALBEE, A.L., CHODOS, A.A. & HOLLISTER, L.S. 1966. Equilibration volumes for different species in three assemblages of kyanite-zone schists, Lincoln quadrangle, central Vermont. *Trans. Am. geophys. Un.* 47, 213.
- ALTHAUS, E. 1967. The triple point andalusite - sillimanite - kyanite. - *Contr. Mineral. Petrol.* 16, 29-44.
- ALTHAUS, E. 1969a. Das System Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine.- *N.Jb. Miner. Abh.* 111, 74-161.
- ALTHAUS, E. 1969b. Experimental evidence that the reaction of kyanite to form sillimanite is at least bivariant. - *Amer. J. Sci.* 267, 273-277.
- ATHERTON, M.P. 1965. The composition of garnet in regionally metamorphosed rocks. in Pitcher, W.S. & Flinn, G.W., eds., *Controls of Metamorphism*, 281-290, Edinburgh: Oliver & Boyd.
- ATHERTON, M.P. 1968. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contr. Miner. Petrol.* 18, 347-371.
- AYRTON, S.N., & RAMSAY, J.G. 1974. Tectonic and Metamorphic Events in the Alps - *SMPM* 54, 609-639.
- BAECHLIN, R. 1937. *Geol. und Petrogr. des M. Tamaro Gebietes*, *SMPM* XVII.
- BAILEY, E.H. & STEVENS, R.E. 1960. Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. - *Amer. Mineralogist* 45, 1020-1025.
- BEARTH, P. 1958. Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.* 38, 363-373.
- BEARTH, P. 1962. Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.* 42, 127-137.
- BELLIN, J. 1929. Zur Geologie des östlichen Misox zwischen Valle della Forcola und Val Leggia. *Inaug.-Diss. Univ. Zürich.*
- BLANC, B.L. 1965. Zur Geologie zwischen Madesimo und Chiavenna (Provinz Sondrio, Italien). *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (N.F.)* 37.

- BLATTNER, P. 1965. Ein anatektisches Gneissmassiv zwischen Valle Bodengo und Valle di Livo (Prov. Sondrio und Como) SMPM 45, 973-1071.
- BIANCONI, F. 1971. Geologia e petrografia della regione del Campo-lungo. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 142-238.
- BRÄUCHLI, R. 1918. Bericht über die Talk-, Asbest- und Ofenstein-Untersuchungen in den Seitentälern der Riviera und Leventina. Unveröffentl. Gutachten der Geotechn. Kommission S.N.G. Zürich.
- BRUGGMANN, H.O. 1965. Geologie und Petrographie des südlichen Mixox (Val Grono, Val Leggia, Val Cama). Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (N.F.) 45.
- BUEHL, H. 1980. Petrographie, Metamorphose und Strukturen in der Zone von Bellinzona im Gebiete des Corno di Gesero. Diplomarb. ETH Zürich.
- CARMICHAEL, D.M. 1969. On the Mechanics of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. Contr. Miner. Petrol. 20, 244-267.
- CARMICHAEL, D.M. 1970. Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario. J. Petrology. 11, 147-181.
- CASASOPRA, S. 1939. Studio petrografico dello gneiss granitico Leventina. SMPM 19.
- CHADWICK, B. 1965. The structural and metamorphic geology of the Lukmanier region, Ticino- Grisons, Switzerland. Ph. D. thesis, Univ. London, 286 pp.
- CHADWICK, B. 1968. Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, central Switzerland. Bull. geol. Soc. Am. 79, 1123-1150.
- CHINNER, G.A. 1961. The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. J. Petrology 2, 312-323.
- CHINNER, G.A. 1965. The kyanite isograd in Glen Clova, Angus, Scotland. Mineralog. Mag. 34, 132-143.
- CHINNER, G.A. 1966. The significance of the aluminium silicates in metamorphism. Earth Sci. Rev. 2, 111-126.
- CHINNER, G.A., SMITH, J.V. & KNOWLES, C.R. 1969. Transition metal contents of Al_2SiO_5 polymorphs. Am. J. Sci. 267-A, 96-113.
- CLARK, S.P. & JAGER, E. 1969. Denudation rate in the Alps from geochronological and heat flow data. Am. J. Sci. 267, 1143-1160.
- CORNELIUS, H.P. 1921. Ueber ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe (Vorarlberg) und seine regionalgeologische Bedeutung. Zbl. Mineral. etc., Abt. A., 290-3.

- DAL VESCO, E. 1953. Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene penninico. SMPM 33, 171-480.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMANN, J. 1966. An introduction to the rockforming minerals. London: Longman Group Ltd., 528 pp.
- DIETRICH, V. VUAGNAT, M. & BERTRAND, J. 1974. Alpine Metamorphism of Mafic Rocks. SMPM 54, 291-332.
- ERDMANNDOERFFER, O.H. 1928. Ueber Disthen-Andalusitparagenesen. Sitz.Ber. Heidelberger Akad. Wiss., Math.-Natw. Kl., 16 Abb.
- EUGSTER, H.P. 1970. Thermal and ionic equilibria among muscovite K-feldspar and aluminosilicate assemblages. Fortschr. Miner. 47, 106-123.
- EVANS, B.W. & TROMMSDORFF, V. 1970. Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: Parageneses in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. SMPM 50, 481-492.
- FOX, J.S. 1974. Petrology of some low-variance meta-pelites from the Lukmanier Pass area. Switzerland. Ph.D. thesis. Cambridge Univ.
- FREY, J.D. 1967. Geologie des Greina-gebiets. Beitr. geol. Karte Schweiz. NF 131, 150 pp.
- FREY, M. 1969. Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet. Beitr. geol. Karte Schweiz. NF 137, 160 pp.
- FREY, M., J.C. HUNZIKER, W. FRANK, J. BOCQUET, G.V. DAL PIAZ, E. JAEGER and E. NIGGLI. 1974. Alpine metamorphism of the Alps. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, 247-290.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. 1980. Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso - a review (3 figures, 1 table) *eclogae* 73/2.
- FUMASOLI, M. 1974. Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Jorio-Tonale- Linie im Westen von Gravedona (Como, Italia). Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (N.F.) 194.
- GANSSER, A. 1937. Der Nordrand der Tambodecke. SMPM 17, 291-523
- GANSSER, A. 1968. The Insubric Line, a major geotectonic problem. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 48, 123-143.
- GANSSER, A. & DAL VESCO, E. 1962. Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose der alpinen Wurzelzone. SMPM 42, 1, 153-168.
- GREENWOOD, H.J. 1963. The synthesis and stability of anthophyllite. J. Petrol. 4, 317-351.
- GREENWOOD, H.J. 1967. Mineral equilibria in the System $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. Researches in Geochemistry 2, 542-567. Edit. Abelson, P.H. - Wiley, New York.

- GREENWOOD, H.J. 1976. Metamorphism at moderate temperatures/pressures, (in Bailey ecc: the evolut. of the crist. rocks, Acad. press).
- GUEBELIN, E. 1939. Die Mineralien im Dolomit von Campolungo. SMPM XIX, 325-442.
- HAENNY, R. 1972. Das Migmatitgebiet der Valle Bodengo (östliches Lepontin). Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 145.
- HEIM, Alb. 1922. Geologie der Schweiz (Bd. II/2). Tauchnitz, Leipzig.
- HEINRICH, C. 1978. Metamorphose und Strukturen der Cima- Lunga Serie 1. Cima di Gagnone - Val Motta. Diplomarb. ETH Zürich.
- HELLER, F. 1978. Palaeomagnetic Data from the Western Lepontine Area. SMPM
- HEITZMANN, P. 1974. "Die Wurzelzone" zwischen Valle di Livo und Lago di Mezzola (Prov. di Como - Italia). Diss. ETH Zürich.
- HOLDAWAY, M.J. 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Amer. J. Sci. 271, 97-131.
- HOSCHEK, G. 1969. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Contr. Mineral. Petrol. 22, 208-232.
- HUBER, M., RAMSAY, J., & SIMPSON, C. 1980 Deformation in the Maggia and Antigorio Decken, Lepontine Alps. Eclogae geol. Helv. 73/2.
- JAEGER, E., NIGGLI, E. und WENK, E. 1967. Rb- Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beitr. Schweiz., N.F. 134.
- JAEGER, E. 1973. Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. Eclog. geol. Helv. 66, 11-21.
- JENNY, H., FRISCHKNECHT, G., und KOPP, J. 1923. Geologie der Adula. Beitr. Geol. Karte Schweiz. N.F. 51,
- KELLER, F. 1968. Mineralparagenesen und Geologie der Campo-Tencia-Pizzo Forno Gebirgsgruppe. Betr. geol. Karte Schweiz NF135, 168 pp.
- KLEIN, H.H. 1976a. Metamorphose von Peliten zwischen Rheinwaldhorn und Pizzo Paglia (Adula- und Simano-Decke). SMPM 56, 457-479.
- KLEIN, H.H. 1976b. Alumosilikatführende Knauern im Lepontin. SMPM 56, 435-456.
- KOPP, J. 1923. Bau und Abgrenzung der Simano- und Aduladecke im südöstlichen Misox. Eclogae 18,2, 259-265.
- KOEPEL, V. and M. GRUENENFELDER, 1975. Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 55, 129-132.

- KUENDIG, E. 1926. Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 6, 1-96 (auch Inaug. Diss. Univ. Zürich).
- KUENDIG, E. 1926. Selektive Metamorphose. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 6, 294-305.
- LOSERT, J., FISERA, M. 1964. Roches nodulaires quartzo-sillimanitiques dans les complexes du Moldanubicum, in "Noyau du Massif de la Bohême", AZOPRO-Session, Prague. 9-13.
- MERCOLLI, I. 1979. Le inclusioni fluide nei noduli di quarzo dei marmi dolomiti della regione del Campolungo (Ticino). Diss. ETH Zürich.
- METZ, P., V. TROMMSDORFF 1968. On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites. Contr. Min. Petr., 18, 305-309.
- MILNES, A.G. 1969. On the orogenic history of the central Alps. J. Geol. 77, 108-112.
- MILNES, A.G. 1971. Regional variations in quartz c-axis preferred orientations in the Central Alps. Nature phys. Sc., 231/23, 117-122.
- MILNES, A.G. 1974. Post-Nappe Folding in the Western Lepontine Alps. Eclogae geol. Helv. 67, 333-348.
- MILNES, A.G. 1975. On Steep Isogradic Surfaces in the Simplon Area: A Discussion. Contr. Mineral. Petrol. 53, 65-68.
- MILNES, A.G. 1976. Strukturelle Probleme im Bereich der Schweizer Geotrasverse - das Lukmanier-Massiv.- SMPM 56, 615-618.
- MERLA, G. 1935. Le formazioni cristalline fra l'alto Lario e la Val Bregaglia. Boll. R. Uff. geol. d'It. 60, N. III, 1-18.
- MITTELHOLZER, A.E. 1936. Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone (mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges). SMPM 16, 19-182.
- MOECKEL, J.R. 1969. The structural petrology of the garnet-peridotite of Alpe Arami (Ticino, Switzerland). Leidsche Geol. Meded. 42, 61-130.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C.R. 1965. Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizeralpen. Eclogae geol. Helv. 58, 335-368.
- NIGGLI, E. 1970. Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fortschr. Mineral., 47, 1, 16-26.
- NIGGLI, P. 1934. Tabellen zur Petrographie und zum Gesteinsbestimmen. Zürich, Mineralog. Petrogr. Inst. ETH.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., und WINTERHALTER, R.U. 1930. Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie 14.
- ORVILLE, P.M. 1962. Alkali metasomatism and feldspars. Norsk. geol. Tidsskr. 42, 283-316.

- ORVILLE, PH. M. 1969. A. Model for Metamorphic Differentiation origin. of thin - layered Amphibolites. Am. J. Sc., 267, 64-86.
- PITCHER, W.S. 1965. The aluminium silicate polymorphs. In: Pitscher W.S. & G.W. Flinn: Controls of Metamorphism p. 327-341.
- PREISWERK, H. 1918. Geologische Karte des Oberen Tessin- und Maggia-gebietes 1:50 000. Beitr. Geol. Karte Schweiz. Spezialkarte 81.
- PREISWERK, H., BOSSHARD, L., GRUETTER, O., NIGGLI, P., KUENDIG, E. und AMBUEHL. 1934. Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio. 1:50 000. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Spezial-karte.
- PURDY, J.W., H.A. STALDER. 1973. K-Ar Ages of fissure minerals from Swiss alps. SMPM, 53.1, 79-98.
- PURTSCHALLER, F. 1969. Petrographische Untersuchungen an Aluminosilikatgneisen des Oetztales Stubai Altkristallins. Tscherma's min. petr. Mitt. 13.
- RAMSAY, J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York.
- RICE, J.M. & EVANS, B. 1974. Widespread occurrence of Mg-cumingtonite in ultramafic schists, Cima di Gagnone (Ticino - Switzerland) Contrib. Miner. and. Petrol 43, 245-251.
- RICE, J.M. 1975. Progressive metamorphism of impure dolomite and mineral equilibria in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$. Ph.D. Thesis. University of Washington, Seattle USA.
- RICHARDSON, S.W. 1970. The relation between a petrogenetic grid, 'facies series' and the geothermal gradient in metamorphism. Fortschr. Miner. 47, 65-76.
- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C. & BELL, P.M. 1969. Experimental determination of Kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminosilicate triple point. Am. J. Sci. 267, 259-272.
- ROLLE, F. 1881. Das südöstliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. geol. Karte Schweiz, p. 23.
- ROSENFELD, J.L. 1969. Stress effects around quartz inclusions in almandine and the piezothermometry of coexisting aluminium silicates. Am. J. Sci. 267, 319-351.
- ROSENFELD, J.L. 1970. Rotated garnets in metamorphic rocks. Geol. soc of America special paper 129.
- RUEGER, L. 1931. Ueber Faserkieselknollen (Sillimanit- Quarzite) aus den Biotitgneisen des Mt. Arbedo (Tessin) und ihre Deutung als Gerölle. Zentralbl.f.Min., Geol. Pal., 32 B 488-493.

- SCHREYER, W. 1970. Metamorphose pelitischer Gesteine im Modellsystem $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Fortschr. Mineral. 47,1, 124-165
- SKIPPEN, G.B. 1971. Experimental Data for Reactions in Siliceous Marbles. J. Geol. 79,4, 457-481.
- SPRY, A. 1969. Metamorphic Textures. The Commonwealth and international Library London Pergamon Press.
- STAUB, R. 1916. Zur Tektonik südöstlichen Schweizeralpen, mit tektonischer Uebersichtskarte. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. XLVI. Lief.
- STAUB, R. 1937. Nouvelles remarques sur les racines tessinoises des environs de Bellinzona CRS Soc. geol. de France.
- STAUBLE, J. 1978. Metamorphose und Strukturen der Cima Lunga Serie II Val Agro. Diplomarb. ETH Zürich.
- STRASSER, E. 1928. Geologie der Pizzo di Claro-Torrone Alto-Kette sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessintal. Inaug. Diss. Univ. Zürich.
- STRENS, R.G.J. 1968. Stability of Al_2SiO_5 solid solutions. Mineralog. Mag. 36, 839-849.
- TADDEI, C. 1927. und 1928. Note di Mineralogia della Svizzera Italiana. Boll. Soc. Ticinese Sc. Nat.
- TADDEI, C. 1937. Dalle alpi lepontine al Ceneri, note di mineralogia, istituto edit. ticinese - Bellinzona.
- THOMPSON, P.H. 1976. Isograd patterns and pressure-temperature distributions during regional metamorphism. Cont. Min. Petr. 57, 277-295.
- TROEGER, W. 1959. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien, Teil 1 Bestimmungstabellen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
- TROEGER, W. 1967. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien, Teil 2 Textband. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- TROMMSDORFF, V. 1964. Ueber ein Staurolithgefüge mit Internregulation. N.Jb. Miner.,Mn., p. 336-346.
- TROMMSDORFF, V. 1966 Beobachtungen zur Paragenese Forsterit-Klinochlor in metamorphen Dolomitgesteinen des Lepontins. SMPM 46/2.
- TROMMSDORFF, V. 1966 Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 46, 431-460.
- TROMMSDORFF, V. 1968 Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone. SMPM, 48/3.
- TROMMSDORFF, V. 1972. Change in T-X during Metamorphism of Siliceous Dolomitic Rocks of the Central Alps. SMPM, Vo. 52/3.

- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B.W. 1969. The Stable Association Enstatite-Forsterite-Chlorite in Amphibolite Facies Ultramafics of the Lepontine Alps. SMPM, 49, 325-332.
- TROMMSDORFF, V. 1972 Progressive Metamorphism of Antigorite Schist in the Bergell Tonalite Aureole (Italy). Am. J. Sc., 272, p. 423-437.
- TROMMSDORFF, V. E EVANS, B.W. 1974. Alpine Metamorphism of Peridotitic Rocks. SMPM 54, 333-352.
- TRUMPY, R. 1980. Geology of Switzerland. A Guide-Book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. Wepf. Basel.
- TURNER, F.J. 1968. Metamorphic Petrology. New York: McGraw-Hill Book Co., 403 pp.
- VOGLER, W.S. & VOLL, G. 1976. Fabrics and Metamorphism from Tonalite, Granitic Augen Gneiss and Tonale Series at the S-Margin of the Swiss Alps, E of Bellinzona. SMPM 56, 635-640.
- WANG, H.S. 1939. Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. SMPM 19, 21-199.
- WENK, E. 1955. Eine Strukturkarte der Tessineralpen. SMPM 35, 311-319.
- WENK, E. 1956. Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera. Ecl. geol. Helv. 49/2, 251-265.
- WENK, E. 1962. Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen, Schweiz. Min. Petr. Mit. 42, 139-1.
- WENK, E. 1963. Zur Definition von Schiefer und Gneiss. N. Jb. Miner., Mh., p. 97-107.
- WENK, E. 1968. Cordierit in Val Verzasca. SMPM 48/2.
- WENK, E. 1970. Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. Fortschr. Mineral., 47, 1, 34-51.
- WENK, E. 1970. Alpine Metamorphose und alp. Gebirgsbildung, Fortschritte der Mineralogie vol. 47.
- WENK, E. und KELLER, F. 1969. Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. SMPM, 49, 157-198.
- WENK, E., SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. & STERN, W. 1963. Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessineralpen. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 43, 435-455.
- WENK, H.R. 1965. Beitrag zur Methodik der Gefügeanalyse, I Teil: Gefügestudie an Quarzknauern und -lagen der Tessiner Kulmination, Diss Univ. Zürich.
- WERNER, D., V. KOEPPPEL, R. HAENNY, L. RYBACH 1976. Cooling models for the Lepontine area (central swiss alps). SMPM 56, 661-667.
- WINKLER, H.G.F. 1970. Einige Probleme der Gestein-metamorphose. Fortschr. Miner. 47, 84-123.
- WINKLER, H.G.F. 1967. Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer, Berlin.

Curriculum vitae

Io, Antonio, Guido Codoni di Cabbio Ticino, sono nato a San Gallo il 5.9.1941. Ho frequentato il liceo scientifico a Lucerna che terminai nel 1962. Nello stesso anno mi iscrissi al Politecnico Federale di Zurigo alla sezione X die scienze naturali. Dopo 2 semestri decisi di studiare geologia all'Università di Zurigo dove rimasi immatricolato dal 1963 al 1972, dal 1974 al 1976 e dal 1979 al 1980. In questo periodo frequentai i corsi prescritti unitamente a culturali complementari presso il Politecnico e presso l'Università. Dal 1966 lavorai come assistente all'istituto di geologia. Ho avuto la possibilità di acquistare una pratica professionale, lavorando a tempo parziale dal 1969 presso un ufficio di consulenza geotecnica. Nel 1972 accettai un incarico d'insegnamento di geografia alla Scuola Magistrale di Locarno. In seguito scelsi di approfondire l'attività pedagogica organizzando Corsi per Adulti e collaborando alla Riforma dei Programmi di Scuola Elementare. Nel 1979 ho ripreso il lavoro alla dissertazione, che avevo interrotto. Essa é stata portata a termine sotto la direzione dei Sig. Prof. Dr. A. Gansser e V. Trommsdorff. Durante gli studi universitari ho frequentato corsi presso i seguenti docenti: Prof. Dr. A. Berg, Prof. Dr. K. Burri, Prof. Dr. H. Bolli, Prof. Dr. G. Calgari, Prof. Dr. E. Dal Vesco, Prof. Dr. Frey-Wyssling, Prof. Dr. A. Gansser, Prof. Dr. F. Gassmann, Prof. Dr. M. Grünenfelder, Prof. Dr. Gutersohn, Prof. Dr. E. Kuhn-Schnyder, Prof. Dr. Kobold, Prof. Dr. E. Hadorn, Prof. Dr. K.J. Hsu, Prof. Dr. F. Laves, PD Dr. H. Jäckli, PD Dr. A.G. Milnes, PD Dr. A. von Moos, Prof. Dr. Rieber, PD Dr. R. Schmid, Prof. Dr. R. Steiger, Prof. Dr. V. Trommsdorff, Prof. Dr. R. Trümpy, Prof. Dr. A. Vogt. Ho superato i seguenti esami: Zoologia (Prof. Dr. E. Hadorn, paleontologia (Prof. Dr. E. Kuhn-Schnyder), Petrografia (Prof. Dr. K. Burri).



